



Evolution structurale et métamorphique d'une croûte continentale subductée (Grand Paradis, Alpes occidentales)

Benjamin Le Bayon

► To cite this version:

Benjamin Le Bayon. Evolution structurale et métamorphique d'une croûte continentale subductée (Grand Paradis, Alpes occidentales). Géologie appliquée. Université Rennes 1, 2005. Français. NNT : . tel-00130477

HAL Id: tel-00130477

<https://theses.hal.science/tel-00130477>

Submitted on 12 Feb 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° Ordre : 3315

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention Sciences de la Terre

par

Benjamin Le Bayon

Equipe d'accueil : **Géosciences Rennes, équipe Lithosphère**

Ecole Doctorale : **Sciences de la Matière**

UFR : **Structure et Propriétés de la Matière**

Titre de la thèse :

Évolution structurale et métamorphique d'une croûte
continentale subductée
(Grand Paradis, Alpes occidentales)

Soutenue le **1 décembre 2005** devant la commission d'Examen

COMPOSITION DU JURY :

Jean-Pierre BRUN	(Université de Rennes1, France)	Président
Jean Marc LARDEAUX	(Université de Nice, France)	Rapporteur
Bruno LOMBARDO	(Universita di Torino, Italia)	Rapporteur
Stephan SCHMID	(University of Basel, Switzerland)	Examineur
Giorgio Vittorio DAL PIAZ	(Universita di Padova, Italia)	Examineur
Michel BALLEVRE	(Université de Rennes1, France)	Directeur de thèse

- Table des matières -

Remerciements

Avant Propos

Chapitre 1 – Introduction.....13

A - Marqueurs pétrologiques de la subduction continentale.....	16
B - Géométrie des zones de subduction /collision.....	20
C - La croûte continentale subductée dans les Alpes occidentales.....	26
D - Problème étudié.....	38

PARTIE 1 LITHOLOGIE ET STRUCTURE DU MASSIF DU GRAND PARADIS (ALPES OCCIDENTALES, ITALIE)

Chapitre 2 – Historique des recherches.....41

1. Le Grand Paradis : une nappe pennique.....	44
2. Le Grand Paradis : déformation interne d'une nappe pennique.....	71

Chapitre 3 - Descriptions lithologiques.....79

Une carte géologique du Grand Paradis : pourquoi ?.....	81
Une carte géologique du Grand Paradis: où et comment ?.....	83
Quaternaire.....	88
Unité de la Grivola.....	89
Unité du Grand Paradis.....	92
Unité du Money.....	134

Chapitre 4 – Itinéraires.....141

Itinéraire N°1 : Valnontey - Rifugio Sella.....	146
Itinéraire N°2 : Du Rifugio Vittorio Sella aux Casolari de l'Herbetet.....	154
Itinéraire N°3 : Valnontey – C. de l'Herbetet.....	167
Itinéraire N°4 : Valnontey – A. de Money.....	180
Itinéraire N°5 : Lillaz – A.Vaille – Casotto di Arolla - Col dell'Arolla.....	188

Chapitre 5 - Field and petrological evidence for a late Palaeozoic (Upper Carboniferous - Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, Western Alps). (Article publié: Comptes rendus Géosciences).....195

Version française abrégée

1. Introduction.....	199
2. Situation géologique.....	199
3. Données structurales.....	199
4. Données pétrologiques.....	200

5. Discussion.....	201
6. Conclusion.....	202

Texte intégral en anglais

1. Introduction.....	203
2. Geological setting.....	203
3. Structural data.....	206
4. Petrological data.....	207
5. Discussion.....	212
6. Conclusion.....	212

Chapitre 6 – Identification of two contrasting Carboniferous metasedimentary sequences in the Money window (Gran Paradiso, Western Alps).(Article en préparation).....215

1. Introduction.....	218
2. Geological setting.....	218
3. Lithological data.....	220
4. Structural data.....	221
5. Discussion.....	224
6. Conclusion.....	225

PARTIE 2 ANALYSE STRUCTURALE D'UNE CROUTE CONTINENTALE SUBDUCTEE (MASSIF DU GRAND PARADIS, ALPES OCCIDENTALES)

Chapitre 7 - Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. (Article sous presse : Journal of Structural Geology).....231

Abstract	233
1. Introduction.....	234
2. Geological setting.....	236
3. Structural data.....	240
4. The kinematics of regional-scale structures.....	252
5. Discussion.....	260
6. Conclusion.....	264

PARTIE 3 ANALYSE PETROLOGIQUE D'UNE CROUTE CONTINENTALE SUBDUCTEE (MASSIF DU GRAND PARADIS, ALPES OCCIDENTALES)

Chapitre 8 - Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnets (Gran Paradiso nappe, Western Alps). (Article sous presse: Journal of Metamorphic Geology).....279

Abstract.....	281
Introduction.....	282
Geological setting.....	282
Multi-Stage garnets in the Gran Paradiso.....	287
Numerical Modelling of Mineral Assemblages.....	297
Discussion.....	302
Conclusions.....	307

Chapitre 9 - Déformation hétérogène et enregistrement partiel du métamorphisme au sein d'une croûte continentale subductée (Gran Paradiso, Alpes Occidentales).....321

1. Introduction.....	323
2. Contexte géologique.....	325
3. Structure et métamorphisme des zones non déformées durant l'orogénèse alpine.....	329
4. Enregistrement et préservation de la Haute Pression dans le Grand Paradis.....	343
5. Discussion.....	345
6. Conclusions.....	347

Chapitre 10 - Synthèse et conclusions.....351

<i>A - Une croûte continentale subductée : Le Grand Paradis.....</i>	<i>353</i>
1. Evolution structurale de la croûte continentale.....	353
2. Evolution métamorphique de la croûte subductée.....	355

<i>B - Modèle d'évolution des Alpes occidentales sur la transversale du Grand Paradis.....</i>	<i>359</i>
1. Une croûte continentale susupérieure subductée et exhumée.....	359
2. Contraintes en vue d'un modèle d'évolution des Alpes occidentales.....	361

Bibliographie Générale.....367

- REMERCIEMENTS -

Désolé pour la longueur de ces remerciements, mais il arrive tellement souvent que ceux-ci soient la seule chose que l'on puisse comprendre dans une thèse, alors voilà :

Merci à Michel Ballèvre, pour son omniprésence et son intérêt pour mon travail. Tous ces séjours auprès de Michel dans les Alpes ont été des plus sympathiques et des plus instructifs. Sa passion pour la chaîne Alpine et pour la montagne a été fortement communicative. Sa connaissance et son intérêt pour tous les domaines de la géologie ont été fortement enrichissants pour moi. Je suis conscient de la chance d'avoir été aux côtés de Michel sur le terrain, devant le microscope, à la microsonde, et au labo pendant toute la durée de cette thèse. J'en garderai un énorme souvenir, puisqu'en plus d'un directeur de thèse, d'un collègue, d'un compagnon de cordée, j'ai aussi gagné un ami. Et c'est vraiment sincère. J'attends avec impatience le mois de juin pour aller gravir avec toi les sommets du massif du Grand Paradis et cela juste pour la beauté du geste. On va enfin connaître ce que pèse un sac sans la masse, le burin, le marteau, les échantillons, le piolet, les crampons... En remerciant Michel, je remercie Chantal, Célestin, Gaëtan et les autres membres de la famille Ballèvre pour m'avoir bien accompagné pendant les nombreuses soirées ensoleillées, pluvieuses, orageuses, ... au camping Lo Stambecco du Valnontey.

Merci Pavel pour m'avoir en DEA mis sur la voie de cette thèse. Merci également pour ton caractère pas toujours facile, mais qui dans tous les cas me fait bien marrer. Mais surtout merci pour avoir utilisé de ta patience pour m'expliquer comment il fallait utiliser ce logiciel très peu convivial qu'est Thermocalc.

Merci Marcel pour avoir fait en sorte que mes séjours à Brest à la microsonde soient toujours des moments très agréables. Je suis toujours venu avec beaucoup de plaisir et j'espère continuer à travailler avec toi dans l'avenir. Et promis la prochaine fois, on va grimper sur le rocher de l'impératrice.

Je remercie également Jean Marc Lardeaux, Bruno Lombardo, Stephan Schmid, Giorgio Vittorio Dal Piaz et Jean-Pierre Brun pour avoir accepté de faire parti du jury de cette thèse. Je les remercie également pour leurs remarques et leurs critiques constructives. J'espère leur avoir donné envie d'aller traîner leur boussole et leur marteau dans la vallée de Cogné. A bientôt sur le terrain, j'espère.

Je tiens à remercier mes parents qui m'ont tout donné pour aller le plus loin possible dans mes études. Mon père qui sans faire exprès m'a donné le gène de la géologie, il était dans la promo de certains de mes professeurs qui ont été mes collègues pendant 3 ans, et ma mère, plutôt déçue qu'aucun de ses trois enfants n'ait suivie des études littéraires, je pense qu'elle sera heureuse et fière de poser ce

manuscrit sur l'étagère. Je tiens également à les remercier pour les fabuleux petits plats et l'atmosphère Zen et Feng-shui régnant le week end à Larmor-Plage.

Je te remercie Chrystelle pour ton souci de l'organisation qui m'a permis de ne pas oublier de manger, de boire, de dormir, de payer mes factures, mes impôts, dans ma période d'hibernation, c'est presque un état d'hibernation, mais ça se passe dans un labo devant un ordinateur et en plus ça dure trop longtemps, vivement la retraite. Je te remercie énormément pour ton soutien, et ta bonne humeur au quotidien. Merci aussi d'être venue sur le terrain me soutenir et de m'avoir bien soutenu dans les moments moins faciles de ces 3 ans.

Je remercie toute ma famille, en particulier Jacquot, mon grand père, qui aurait été très fier de moi, lui qui disait que j'allais dans les Alpes pour collectionner des cailloux ; Emmanuelle, ma sœur, qui a eu la chance de connaître la pluie de la première mission, et la caravane gentiment prêtée par les gens du Camping et son ami Vincent pour les bons petits plats et les bonnes rigolades de la fin de thèse; Vincent, mon frère et Mélanie qui m'ont obligé à revenir à Lorient même les derniers week end de ma thèse pour voir grandir Juliette et Augustin, mes deux petits jumeaux favoris. Je remercie Mes deux grands-mères, tous mes cousins, en particulier Nicolas qui m'a bien aidé sur ma thèse en m'apprenant ce que c'était que la tectonique des plaques, je crois qu'il n'a pas tout compris, il aura qu'à lire l'introduction de cette thèse et le « que sais-je sur la géologie » qu'il a eu le bon goût de m'offrir à Noël. Je remercie tout le reste de la famille que je ne citerai pas en entier, j'aurais besoin de 25 pages et je trouve mon roman déjà trop volumineux. Merci à eux.

Je te remercie Flo pour m'avoir supporté, dans mes moments de délire total, de pétage de câbles, de fantaisies, de détestabilité totale,... ; pour avoir supporté toutes les blagues graveleuses et toutes les saloperies que j'ai pu faire ou raconter devant toi et pour m'avoir bien fait rire pendant ces 3 ans. J'en suis pas toujours très fier, mais tu te défendais plutôt pas mal dans le style. Merci également pour toutes les discussions intenses que nous avons eues en fin de thèse sur notre réelle capacité à faire ce métier de chercheur qui nous a semblé et qui nous semble encore parfois être si difficile. En générale ces discussions finissait par un « y'a des chances qu'on s'en sorte quand même, on est quand même pas mal » accompagné d'une bière et on se remettait à bosser le lendemain, ces moments ça s'oublie pas. Encore un an à Rennes avec toi en ATER, et ça fera 7 ans qu'on se connaît, putain !!!!! 7ans. En te remerciant je remercie également tout le bureau 127, qui pendant ces trois années a vu plusieurs personnes se succéder. Alors merci NicomonNico d'être revenu sur la fin pour me soutenir et me faire bien marrer, je te remercie surtout pour ton humour qui fait du bureau 127 un des plus drôles de tout le labo. Je pense que tu commences à passer au-delà du côté stable de la force, et ça promet des grands moments, Bon courage pour la fin de cette thèse, hiiiiiiiiiiiiiii.

Merci Martin, Caro, Olivier, Carlos, Gaëtan et tous les poissons rouges du bureau 127, Bouboule, Varisque, Paradiso, Emilie jolie, Granulite, Carambole et Eclipse.

Merci Rwan pour ces 5 semaines de géol-détente au Sultanat d'OMAN. Ce séjour a été un moment extraordinaire, je ne t'en remercierai jamais assez. Merci également d'être un super pote et un super compagnon de cordée. Je suis content de t'avoir amené à plus de 4000 mètres pour la première fois, et pas la dernière...

Je remercie mes larmoriens préférés Astrid, Aurore, Florent, Mathieu, Pedro, Sylvia, Tatoon, Vince, ... qui me permettent de voir que je n'ai pas beaucoup changé depuis mes années lycée, nos discussions et nos délires ont à peine évolué, j'espère que vous changerez jamais les gars, les filles et que ça fart toujours autant au pays des pingouins. Merci pour être (pour la plupart d'entre vous) venu le jour de la soutenance, ça m'a beaucoup touché. Merci Pedro pour ton soutien et tes chansons mythiques (Didier Super devrait se faire du souci). Et merci Vince pour être toujours autour de moi depuis tous ce temps, je t'en félicite, t'as du courage de supporter un pote comme moi.

Merci Serge pour, à mes yeux, avoir été un professeur redouté, un peu fou (dans le bon sens du terme) et être maintenant un chercheur passionné, un météorologue confirmé, un personnage délirant et extrêmement sympathique. Tu me fais bien rigoler.

Merci à Mr Power point (Sylvain) pour avoir été un professeur passionnant et un collègue extrêmement cool, et j'espère que ça ne te dérange pas que je sois entrain de rédiger une thèse pendant que tu dors. Et te tracasse pas avec power point, c'est pas indispensable, surtout sur les îles de Polynésie.

Merci également à Philippe pour toutes les discussions que l'on a pu avoir lors de ces sympathiques repas.

Speciale dédicace à tous mes amis, et à tous ceux qui le sont devenus en venant me soutenir sur le terrain : Célestin, Gaëtan, Chantal, Marcel, Christiane, Elizabeth, Valérie, Christophe, Gabriel, Valentin et Noë, Chrystelle, Nolwenn, Thomas, Anaïs, Olivier, Caro, Pavel, Serge, Flo, Charles, Nuno, Antoine, J-C, Hélène, Stéphane, Arnaud, Seb, Harold, Jean-Marc, Emmanuelle, Laure, Patrice, Bertrand... j'en ai sans doute oubliés qu'ils m'en excuse vous étiez tellement nombreux à être venu.....MERCI encore à vous tous. Désolé Anaïs, Hélène et Thomas, je n'ai pas réussi à écrire un chapitre sur les plantouses, j'espère que vous ne serez pas trop déçu. A bientôt autour d'un verre de rhum néocalédonien peut-être ??

Puisque je parle de terrain, je tiens très particulièrement à remercier tous les gens du Valnontey :

- Jean Mapelli et sa famille pour m'avoir si bien accueilli dans le refuge Vittorio Sella, je n'oublierai jamais cette ambiance mythique de ce lieu splendide, ambiance due bien sur aux paysages de haute montagne mais aussi dû à Jean, qui a su faire de ce refuge un endroit extrêmement agréable où l'on voudrait venir chaque week end.

- La famille Herren du camping Lo Stambecco, pour m'avoir si bien reçu chaque année.

- Les différents très aimables commerçants du coin.
- Et bien sur les bouquetins, chamois, renards, hermines, marmottes, aigles, ... que j'ai pu rencontrer.

Je tiens également à remercier mes nombreux sponsors de terrain : Barilla et Ritter Sport ; et mes sponsors de labo : Sigur Ros, Pink Floyd et Radiohead.

Merci à toute ma promo de Licence, maîtrise et de DEA (NicomonNico, Cat, Alan, Tom, Eva, Jul, Mirette, Sam, Phanos, Flo, Pierre, Rwan, etc...)

Mes remerciements vont également à l'ensemble du personnel du laboratoire de Géosciences Rennes, personnels permanent et autres DEA, thésards et stagiaires de passage (Blaisouille, Babo, Nolwenn, Fabien, Katia, Mamie Gautier, Laure, Rico, Céline, Nuno, Olivier, Gosia, Nico, Vlad, Seb (bulle d'eau), Seb, Dom, Cécile la gobio, Cédric, Fabieng, Gerome, Nicolo, les Michels, Oscar, Karen, Pedro, César, Rodrigo, Caro, olivier, Youl, ...). Merci surtout à l'équipe Lithosphère pour l'ambiance fantastique durant ces 4 années (DEA-Thèse). Si Géosciences Rennes devait se résumer par un seul mot, ce serait CONVIVIALITE.

AVANT-PROPOS

Ce manuscrit résume trois années de travail au sein de l'Equipe Lithosphère du laboratoire Géosciences Rennes (UMR 6118). Il porte sur l'évolution tectonique et métamorphique d'une portion des Alpes occidentales, à savoir le massif du Grand Paradis, et a été effectué sous la direction de M. Ballèvre.

Dans le manuscrit, plusieurs chapitres correspondent à des publications parues (Chapitre 5, *Comptes Rendus Géosciences*), sous presse (Chapitre 7, *Journal of Structural Geology* ; et 8, *Journal of Metamorphic Geology*) ou en préparation (Chapitre 6).

La cartographie ayant constitué une base essentielle de ce travail, nous souhaitons publier la carte au 1/50000 annexée à ce mémoire (et levée au 1/25000), les chapitres 2 à 4 étant rédigés dans cette intention.

Bonne lecture ...



Chapitre 1

INTRODUCTION

Par définition, la subduction continentale est l'enfouissement à grande profondeur de la croûte continentale dans une zone de convergence de plaques. Par grande profondeur, on entend en général une profondeur supérieure à celle du Moho dans une croûte continentale stable, c'est-à-dire environ 30-35 km. Cet enfouissement a pour résultat des transformations métamorphiques à de fortes pressions, supérieures à environ 10 kbar. L'observation des roches de haute et de ultra-haute pression (UHP) à l'affleurement constitue donc une fabuleuse opportunité pour l'étude des zones de subduction et de collision.

De nombreuses études structurales, pétrologiques et géochimiques ont permis de mieux connaître les roches de haute et de ultra-haute pression ainsi que la dynamique des zones de subduction continentale.

Les **tectoniciens** s'intéressent à la géométrie et à la cinématique des zones de subduction/collision, au comportement mécanique des roches subductées ainsi qu'aux processus tectoniques permettant leur enfouissement et leur exhumation.

Les **pétrologues** résolvent les questions relatives à l'enregistrement et à la préservation de ces roches de haute et de ultra-haute pression et à leur trajet pression-température (P-T).

Les **géochimistes** s'intéressent quant à eux à la circulation des fluides à haute pression ainsi que leur rôle dans l'enregistrement et la préservation des assemblages métamorphiques. Avec les datations obtenues par les géochronologues, nous tentons de mieux connaître la vitesse de refroidissement, d'exhumation, ainsi que la durée de l'épisode métamorphique.

Ces avancées sur les processus, ainsi que la quantification de certains paramètres (chemins P-T-t, densité, viscosité, vitesse, ...) ont permis la réalisation de nombreuses modélisations analogiques et numériques permettant de mieux comprendre l'enfouissement et l'exhumation des roches de haute pression. Un aller-retour entre terrain (données structurales, métamorphiques, géochronologiques,...) et modèles permet d'affiner et de mieux comprendre chaque zone de subduction et de collision continentale.

A - Marqueurs pétrologiques de la subduction continentale

1. Marqueurs du métamorphisme de haute et ultra-haute pression

1.1 Le métamorphisme de haute pression dans la croûte continentale.

Le faciès de haute pression est par excellence le faciès des éclogites (« **eclogite facies** ») qui est stable pour des pressions allant de 12-13 à 20-22 kbar et des températures supérieures à 450°C, qui correspondent à des profondeurs d'environ 40 à 80 km (Figure 1.1). L'assemblage caractéristique de ce faciès est grenat-omphacite-disthène-quartz, ce faciès étant situé à une pression inférieure à celle de la réaction quartz → coesite. L'une des caractéristiques majeures de ce faciès est l'absence du plagioclase, qui n'est pas stable pour de telles pressions.

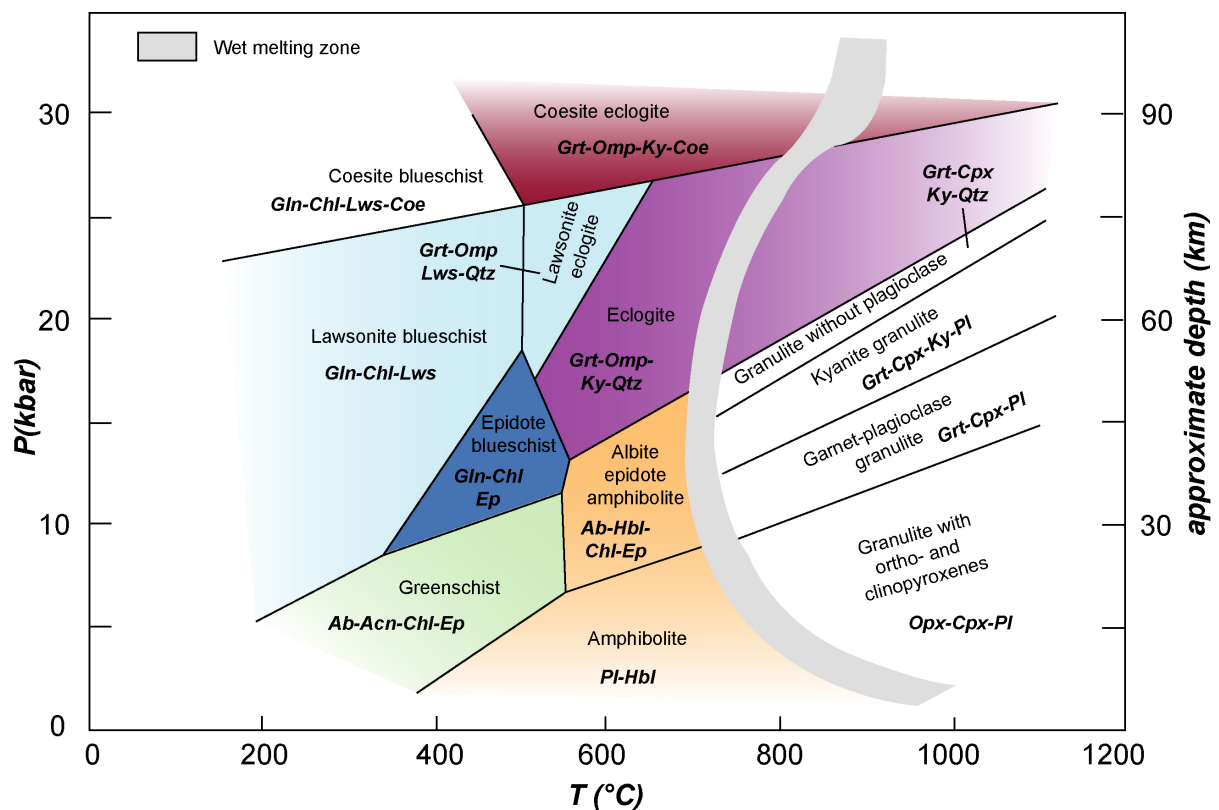


Figure 1.1. Diagramme pression-température représentant les faciès métamorphiques majeurs et les assemblages minéralogiques des roches métamorphiques de composition basaltique dans ces faciès. La

courbe en grisé marque la limite inférieure (en température) de la fusion partielle (modifié d'après Bousquet et al, 1997).

1.2 Le métamorphisme d'ultra-haute pression dans la croûte continentale.

La coesite, polymorphe de haute pression de la silice (SiO_2), est un minéral stable pour des pressions supérieures à 22-25 kbar, correspondant à des profondeurs supérieures à 80 km. Dans les années 80, la coesite a été découverte dans des croûtes continentales métamorphisées, à savoir dans le massif Dora-Maira dans les Alpes occidentales (Chopin, 1984) et dans la chaîne des Calédonides de Norvège (Smith, 1984). Ces découvertes ont démontré que la croûte continentale pouvait être enfouie à de très grandes profondeurs, et ont bouleversé le monde de la pétrologie, provoquant un véritable engouement pour l'étude des roches de haute et de ultra-haute pression. Depuis la découverte de la première occurrence de coesite, de nombreux exemples de métamorphisme de ultra-haute pression ont été signalés à travers le monde entier (Figure 1.2) (Chopin, 2003), les plus anciens témoins d'un métamorphisme de UHP étant observés dans la chaîne panafricaine au Mali (Caby, 1994; Jahn et al., 2001).

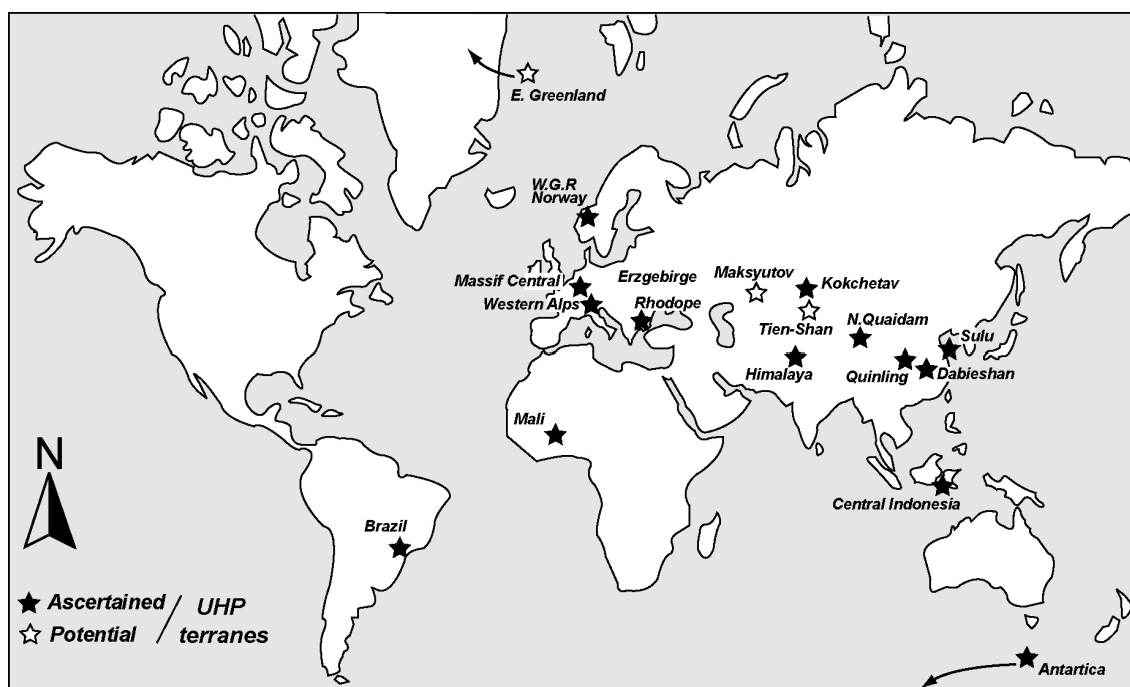


Figure 1.2. Carte de localisation des roches de ultra-haute pression (modifiée d'après (Chopin, 2003).

Le faciès métamorphique correspondant au stade de ultra-haute pression est le faciès des éclogites à coesite (« **coesite eclogite facies** »), qui est stable pour des pressions

supérieures à 22-25 kbar (environ 80 km de profondeur) (Figure 1.1). La seule présence de coesite suffit pour démontrer l'ultra haute pression, mais d'autres marqueurs sont également possibles (diamant, etc...) (Chopin, 2003). L'assemblage typique des metabasites dans ce faciès est grenat-omphacite-disthène-coesite.

2. Mécanismes et conséquences de l'éclogitisation

Malgré la décompression lors de l'exhumation des roches de ultra-haute pression, les phases caractéristiques de la ultra-haute pression sont parfois préservées en tant que reliques blindées au sein d'un minéral hôte (par exemple le grenat dans le cas de la coesite à Dora-Maira: Chopin, 1984). Les assemblages de ultra-haute pression sont donc en général difficilement identifiables: seules des reliques de la ultra-haute pression sont observées au sein des roches de haute pression.

L'éclogitisation d'une roche ne dépend pas seulement des conditions P-T qu'elle a subies, mais également de la quantité de fluide disponible (en interne, dans les minéraux hydratés, et en externe), fluide qui favorise les réactions d'éclogitisation, mais qui peut également favoriser les réactions rétrogrades et éventuellement totalement effacer les traces de la haute pression dans la roche. La présence ou non de ces fluides joue un rôle important dans la cinétique des réactions métamorphiques, qu'elles soient progrades ou rétrogrades. La quantité de fluide n'étant pas la même d'une roche à l'autre, des roches différentes enregistrent et préservent les assemblages de haute pression d'une façon différente. L'éclogitisation est beaucoup mieux enregistrée et préservée au sein des metabasites qu'au sein des micaschistes (Heinrich, 1982) et surtout des roches orthodérivées acides. L'enregistrement du métamorphisme de haute pression n'est donc pas toujours évident au sein des unités continentales essentiellement constituées de métagranites, qui parfois même ne présentent aucun enregistrement de la haute pression.

L'éclogitisation (le métamorphisme en général) de la croûte affecte la densité de celle-ci (Bousquet et al., 1997 ; Doin & Henry, 2001; Goffe et al., 2003). En effet, la densité des roches crustales ne dépend pas seulement de la composition chimique d'une roche, mais surtout de la température et de la pression à laquelle les roches se sont équilibrées. Une éclogitisation totale de la croûte continentale entraînerait une augmentation de densité de 2,7 à 3,1 g/cm³ pour la croûte supérieure et de 2,9 à 3,6 g/cm³ pour la croûte inférieure (Figure 1.3).

Ce changement de densité pourrait être un facteur important dans les processus de subduction et d'exhumation des unités de haute et de ultra haute pression. En effet, le changement de densité entraîne des différences de flottabilité de la croûte (Doin & Henry, 2001 ; Jolivet et al., 2005) c'est à dire sa réponse à la poussée d'Archimède, qui semble jouer un rôle important dans les différentes étapes de la collision continentale (Chemenda et al., 1995 ; Cloos, 1993).

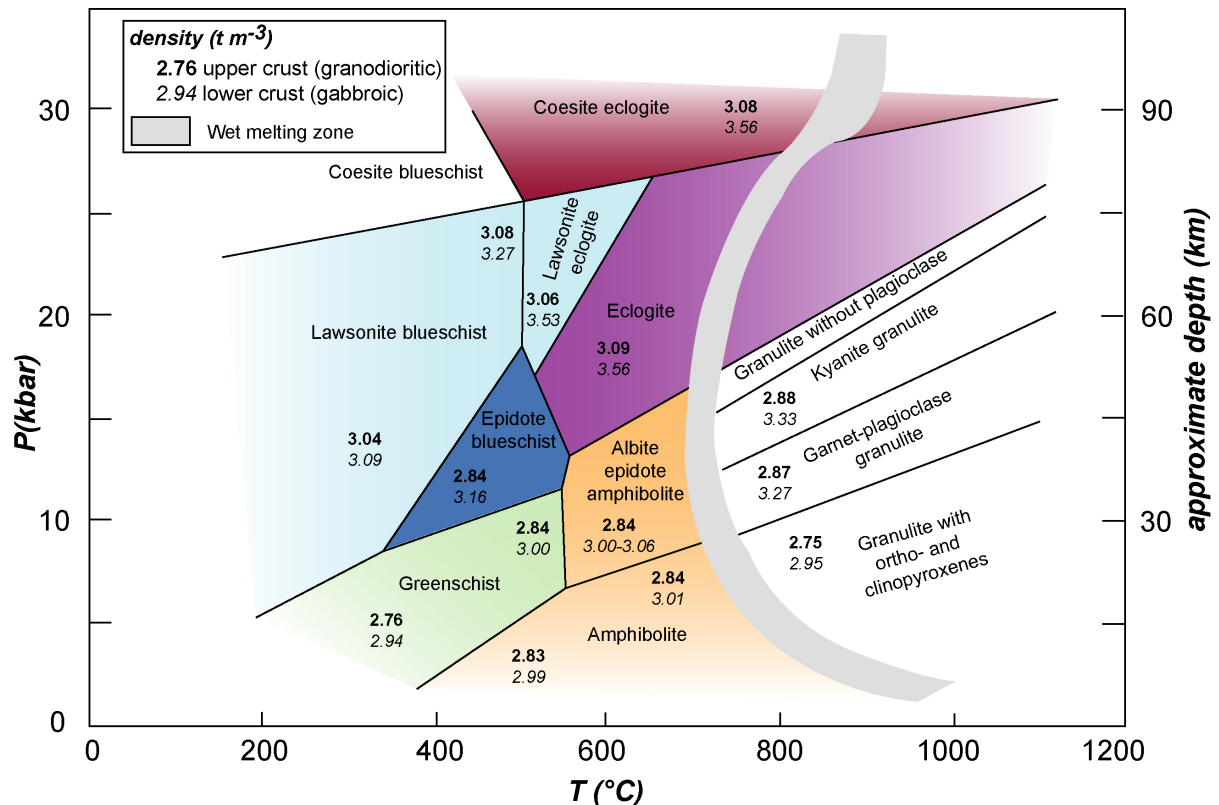


Figure 1.3. Variation de la densité des roches métamorphiques en fonction de leur composition (en gras : croûte supérieure granitique, en italique : croûte inférieure granitique) et de l'intensité du métamorphisme (Bousquet et al., 1997; Doin & Henry, 2001).

Des modélisations analogiques (Chemenda et al., 1996; Chemenda et al., 1995) et numériques (Doin & Henry, 2001) des zones de subduction et de collision, ainsi que de nombreuses études de terrain de roches éclogitisées (Austrheim et al., 1997 ; Bjornerud et al., 2002; Jolivet et al., 2005) ont permis de confirmer l'importance de la flottabilité de la croûte dans les mécanismes d'exhumation de ces roches.

B - Géométrie des zones de subduction /collision.

1. Mécanismes de subduction de la croûte continentale.

La subduction continentale a lieu dans les zones de convergence lithosphérique, mais comme le montrent quelques schémas synthétiques dans un manuel récent (Pomerol et al., 2005), plusieurs évolutions géodynamiques distinctes peuvent être à l'origine de la subduction d'une croûte continentale :

- (1) La subduction océanique sous une plaque continentale (ex : Andes) est suivie par une phase de collision continentale (Figure 1.4), puis la convergence se poursuivant, elle provoque la subduction continentale. La densité importante de la croûte océanique subductée semble favoriser la subduction de la croûte continentale. Ce modèle permettrait d'expliquer l'absence de roches océaniques au contact entre les deux croûtes continentales.
- (2) La subduction océanique peut être intra-océanique, puis la convergence se poursuivant, la subduction continentale précède la collision continentale (Figure 1.5). Un phénomène d'obduction permet la subduction de la croûte continentale sous la croûte océanique. Cette obduction permet l'enfouissement de la croûte continentale en profondeur (ex : Oman). Au moment de la collision, de la croûte océanique jalonne le contact entre les deux continents. De la croûte continentale est déjà en profondeur au moment de la collision. Cette collision permet la formation de grands chevauchements qui vont favoriser l'exhumation des roches.

Dans les deux cas, des chevauchements d'échelle crustale, voir d'échelle lithosphérique sont observés, et entraînent un épaississement important de la croûte. Ces chevauchements ne sont pas seulement localisés dans la croûte continentale supérieure, fragile, mais impliquent l'ensemble de la croûte continentale, résultant alors d'un décollement soit au Moho, soit à l'interface croûte supérieure - croûte inférieure. Des profils sismiques réalisés dans certaines zones de collision continentale semblent même parfois démontrer l'implication du manteau supérieur fragile dans ces chevauchements d'échelle lithosphérique. Parmi les exemples les plus connus, nous citerons Flannan Thrust, dans les Calédonides d'Ecosse (Brewer et al., 1983; Steer et al., 1998), les Rocky Mountain au Canada (Eaton et al., 2000), le Main Mantle Thrust, en Himalaya du Pakistan ; le Main Uralian Thrust,

Southern Urals, Russie (Echtler & Hetzel, 1997) ou encore les Pyrénées (Daignières et al., 1989; Rivero et al., 2002; Roure et al., 1989, Choukroune, 1989).

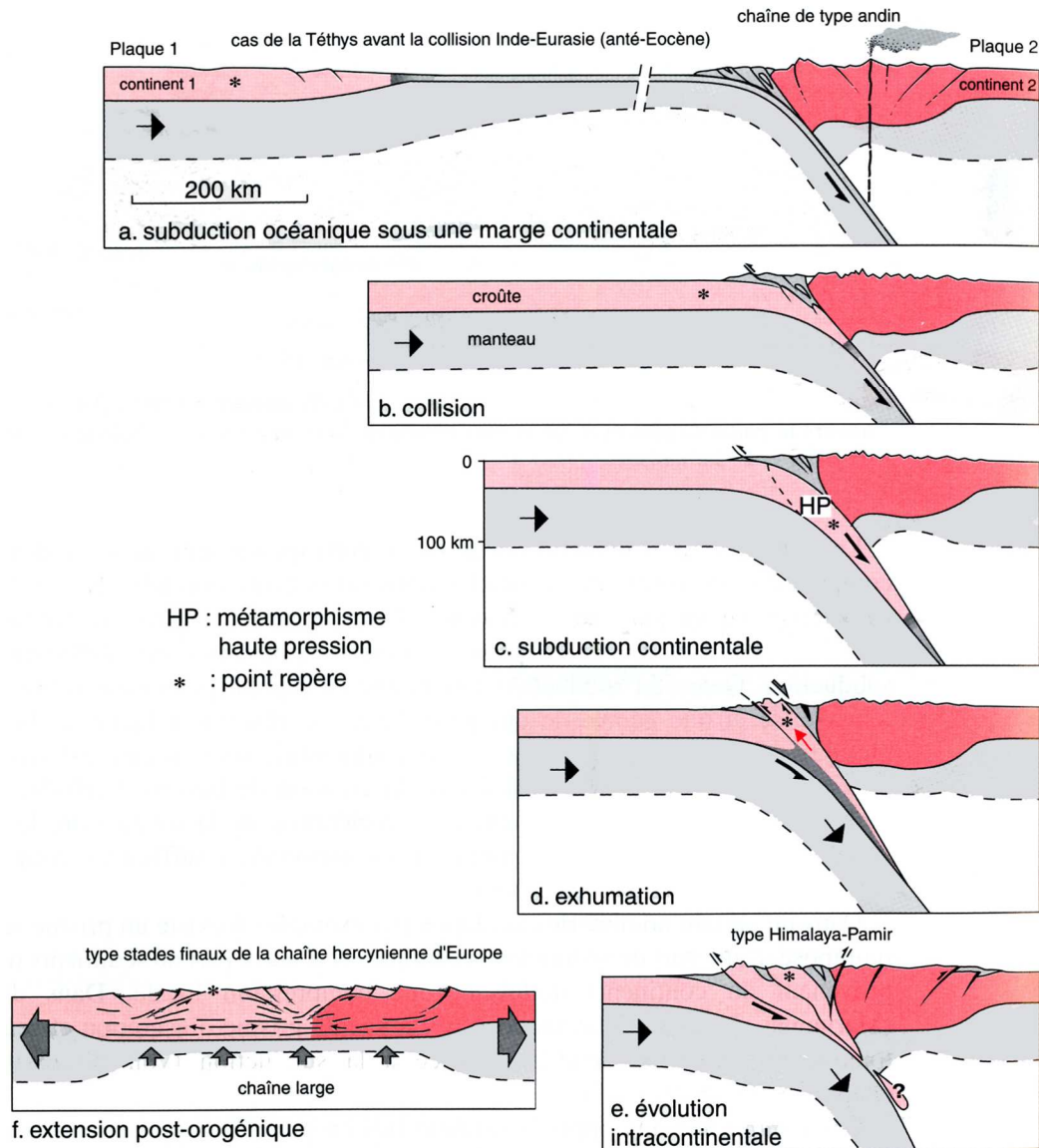


Figure 1.4. Un premier type d'évolution d'une zone de convergence, dans laquelle la subduction océanique (sous une plaque continentale) se poursuit par la collision continentale, puis la subduction continentale (dessins J. Malavieille et A. Chemenda in Pomerol, Lagabrielle et Renard, 2005).

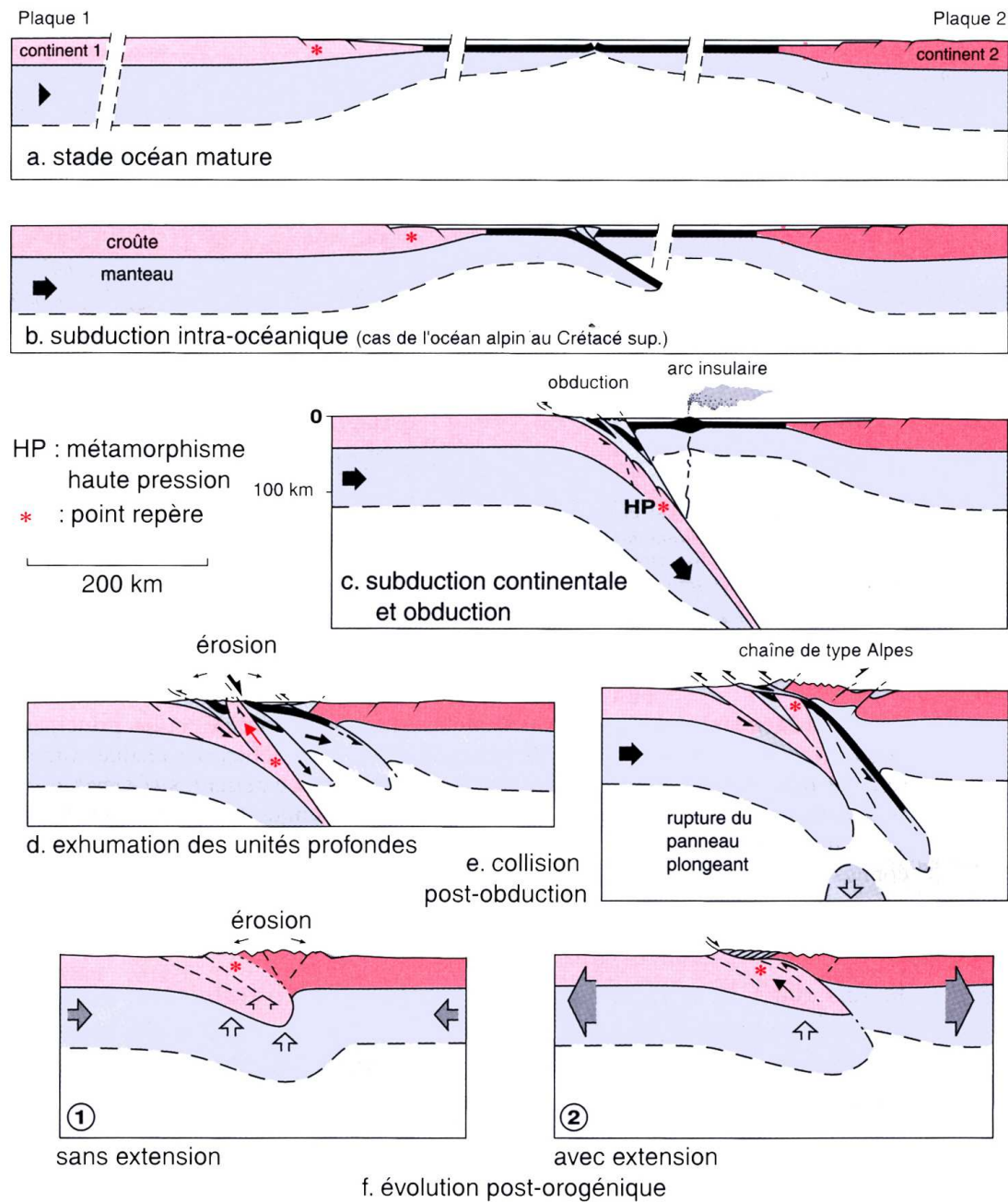


Figure 1.5. Un second type d'évolution d'une zone de convergence, dans laquelle la subduction intra-océanique se poursuit par une subduction continentale, puis par la collision continentale (dessins J. Malavieille et A. Chemenda in Pomerol, Lagabrielle et Renard, 2005).

2. Mécanismes d'exhumation de la croûte continentale subductée.

Alors que la subduction de croûte continentale à grande profondeur est globalement acceptée, les processus de son exhumation restent encore largement discutés. Rappelons tout d'abord un point de vocabulaire (England & Molnar, 1990). Par définition, le déplacement de la surface du sol par rapport à une surface de référence, le géoïde en l'occurrence, est la remontée de la surface (surface uplift) ; le déplacement d'un point matériel (une roche à une certaine profondeur sous la surface) étant appelé la remontée de la roche (rock uplift). L'exhumation est la différence entre la remontée de la roche et celle de la surface, telle que :

$$\textit{exhumation} = \textit{remontée de la roche} - \textit{remontée de la surface}$$

Etant donné que, dans les roches métamorphiques, la seule mesure de la profondeur est la pression, nous n'avons accès qu'à un seul paramètre: l'exhumation. Celle-ci enregistre la diminution de l'épaisseur de la colonne de roche au-dessus de l'échantillon étudié, sans préjuger en aucune manière du mécanisme selon lequel cette diminution a lieu.

2.1 Exhumation par érosion.

Le mécanisme le plus simple permettant l'exhumation des roches est l'érosion. L'érosion s'accompagne d'un rééquilibrage isostatique (de la croûte continentale épaissie), ce rééquilibrage étant quasiment instantané à l'échelle considérée. Cependant, l'érosion est généralement considérée comme étant un processus lent, de l'ordre de 1-2 mm/an (c'est-à-dire 1-2 km/Ma, soit environ 0.3-0.6kbar/Ma), et ne permet pas d'expliquer l'exhumation rapide de roches situées à une profondeur de l'ordre de la centaine de kilomètres. D'autres mécanismes tectoniques doivent donc compléter le travail de l'érosion.

2.2 Exhumation dans un chenal de subduction.

Certains auteurs proposent l'existence d'un chenal étroit appelé chenal de subduction ou « channel flow », qui se trouve entre la plaque chevauchante et la plaque subduite (Cloos, 1993; Cloos & Shreve, 1988; Platt, 1993) (Figure 1.6). Dans ce modèle, la subduction entraînerait un flux descendant dans le chenal jusqu'à la base de celui-ci (à environ 70 km de profondeur), qui constitue un butoir rigide entraînant un flux ascendant de matériel. Ce mode d'exhumation concerne des matériaux de très faible viscosité, ou des morceaux de croûte plus

rigide « emballés » au sein d'un matériel de faible viscosité, comme les serpentinites, les migmatites... (Gerya et al., 2002 ; Hermann et al., 2000; Pilchin, 2005; Schwartz et al., 2001)

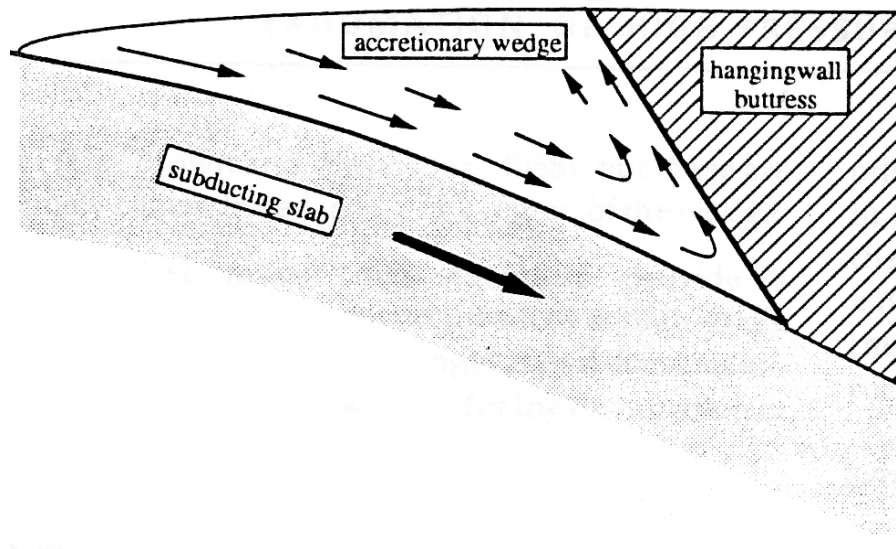


Figure 1.6. Exhumation dans un chenal de subduction (« channel flow ») (Platt, 1993).

2.3 Exhumation d'écailles de croûte continentale.

Les données géologiques montrent que, dans certaines chaînes (Himalaya par ex.), les unités métamorphiques sont limitées par une faille chevauchante au mur et une faille normale au toit (Main Central Thrust et South-Tibetan Detachment dans l'exemple de l'Himalaya). Ces deux failles auraient sensiblement le même âge, leur fonctionnement simultané assurant l'exhumation d'une écaille de croûte continentale pendant la convergence. Les raisons d'un tel comportement peuvent être doubles.

1. Les unités de croûte continentale supérieure éclogitisée ont une densité inférieure à celle du manteau. Ces unités ne peuvent donc pas subduire indéfiniment dans le manteau. Pour certains auteurs, soumises à la poussée d'Archimède, la force de flottabilité entraînerait le détachement puis la remontée de ces écailles de croûte continentale (Burov et al., 2001; Chemenda et al., 1996 ; Chemenda et al., 1995) (Figure 1.7).

2. Pour d'autres auteurs, la poussée d'Archimède n'interviendrait qu'après que des écailles de croûte continentale aient été séparées du manteau supérieur lithosphérique grâce à la rupture de ce dernier par le phénomène de « slab break-off » (Davies & von Blanckenburg, 1995).

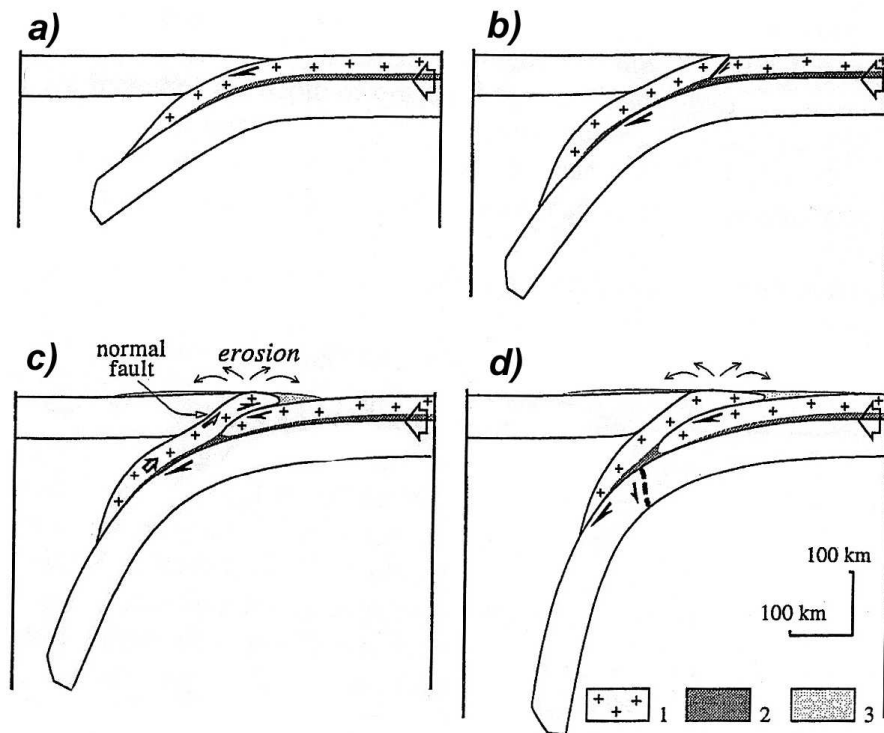


Figure 1.7. Modèle d'exhumation proposé à la suite d'expériences analogiques. L'exhumation des roches est contemporaine de la compression. Ce modèle implique le jeu d'une faille normale contemporaine des chevauchements (Chemenda et al., 1996; Chemenda et al., 1995) 1 = upper crust ; 2 = lower crust ; 3 = eroded material (sediments). Dans ce modèle, la flottabilité de la croûte est la force motrice de l'exhumation, tandis que l'érosion en contrôle la vitesse.

C - La croûte continentale subductée dans les Alpes occidentales

1. Structure globale des Alpes occidentales

Les Alpes résultent de la collision entre la paléomarge européenne et la paléomarge adriatique (également appelée apulienne), collision succédant à la fermeture de l'océan liguro-piémontais. La collision entraîne la formation d'un édifice de nappes chevauchant l'avant-pays européen. Deux failles majeures, le chevauchement pennique et la faille insubrienne parallèles à l'arc des Alpes occidentales, limitent un domaine (les zones internes) où l'empilement de nappes s'accompagne d'un fort métamorphisme. A l'ouest comme à l'est des zones internes affleurent des formations non ou faiblement métamorphiques, à savoir la zone externe à l'Ouest et la zone sud-alpine à l'Est (Figure 1.8).

A l'Ouest du chevauchement pennique, la **zone externe** est essentiellement constituée d'unités non ou faiblement métamorphiques. Il s'agit d'unités rattachées à la paléomarge européenne, où l'on distingue le socle antéalpin des massifs de l'Argentera, du Pelvoux, de Belledune, du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges, de l'Aar et du Gothard, et leur couverture mésozoïque para-autochtone. De grands chevauchements crustaux affectent la partie interne de cette zone, entraînant le chevauchement des "massifs cristallins externes" et le décollement et le plissement de la couverture mésozoïque.

Les **zones internes** sont constituées d'unités faiblement à fortement métamorphiques, lithologiquement fort différentes les unes des autres. Au sein de cette zone interne, 3 ensembles sont identifiés : (i) Un ensemble appartenant à la paléomarge européenne (ou à la microplaque ibérique) qui comprend les unités briançonnaises (y compris la nappe du Grand Saint Bernard), ainsi que les massifs du Mont Rose, de Dora-Maira et du Grand Paradis. (ii) Un ensemble appartenant à l'océan liguro-piémontais qui comprend les unités ophiolitiques, constituées par des écailles de manteau océanique (serpentinites), des gabbros et des basaltes ainsi que les sédiments (schistes lustrés) déposés sur ceux-ci. (iii) Un ensemble appartenant à la paléomarge adriatique (unités austroalpines) à laquelle sont rattachées les klippen de la Dent-Blanche, de l'Emilius et du Pillonet, ainsi que la zone Sesia.

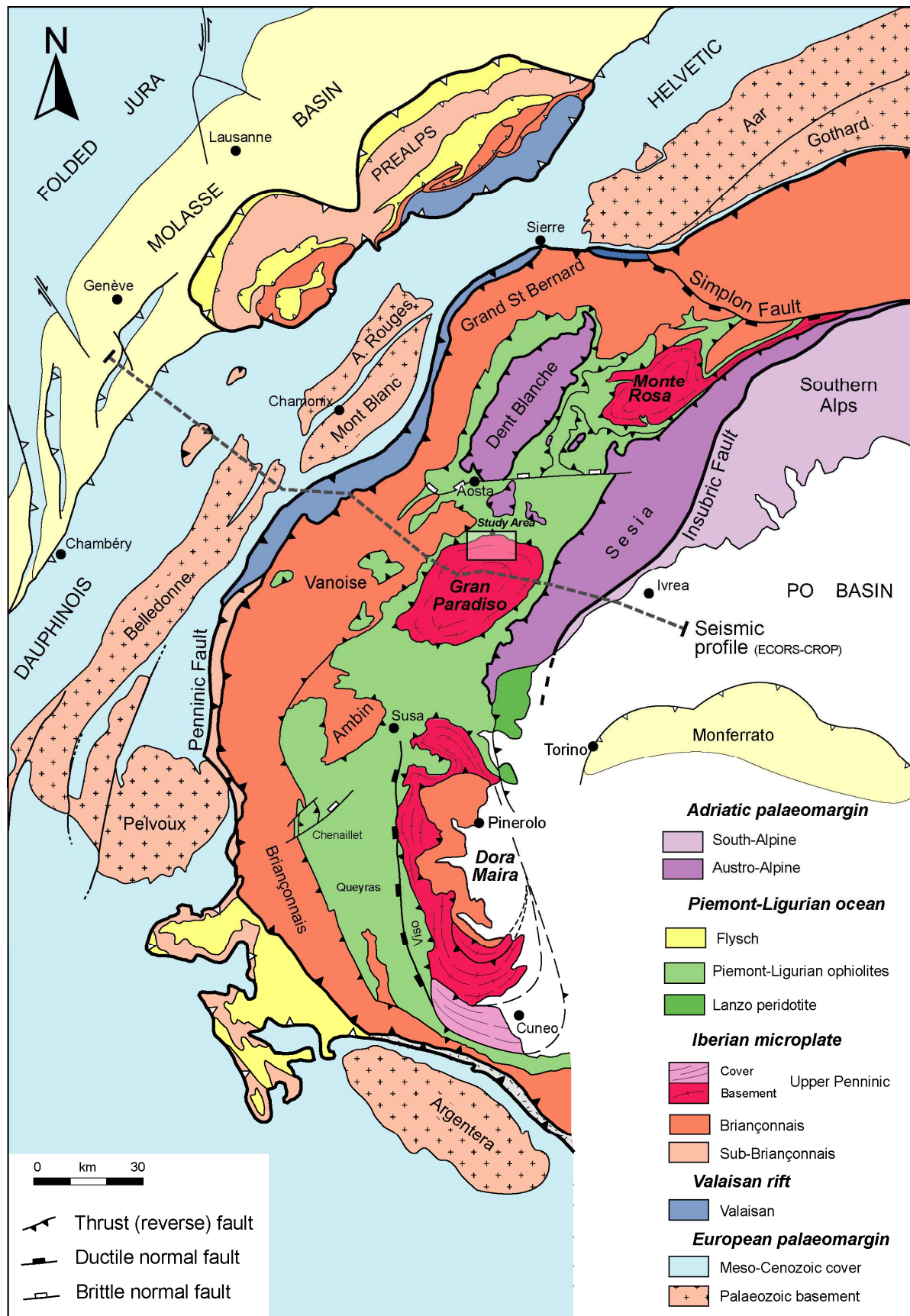


Figure 1.8. Schéma structural des Alpes occidentales. Localisation du profil sismique ECORS-CROP présenté en Figure 1.9.

Dès la fin des années 80, les géophysiciens ont obtenu un profil sismique NW-SE à travers les Alpes occidentales (Figure 1.9). Ce tracé est réalisé entre le massif subalpin des Bornes à l'Ouest et la plaine du Pô à l'Est en passant par le massif du Grand Paradis (Figure 1.8). Selon ce trajet, ce profil recoupe perpendiculairement les structures penniques (du chevauchement pennique à la faille insubrienne) de cette partie de l'arc alpin. Le chevauchement pennique, qui est la limite entre les domaines externes et les domaines internes de la chaîne, est imagé par une zone étroite de 10 km où de nombreux réflecteurs sont faiblement pentés vers l'Est. A l'Est du chevauchement pennique, l'absence de réflecteurs au sein de la zone interne ne permet pas d'imager directement les structures du Grand Paradis.

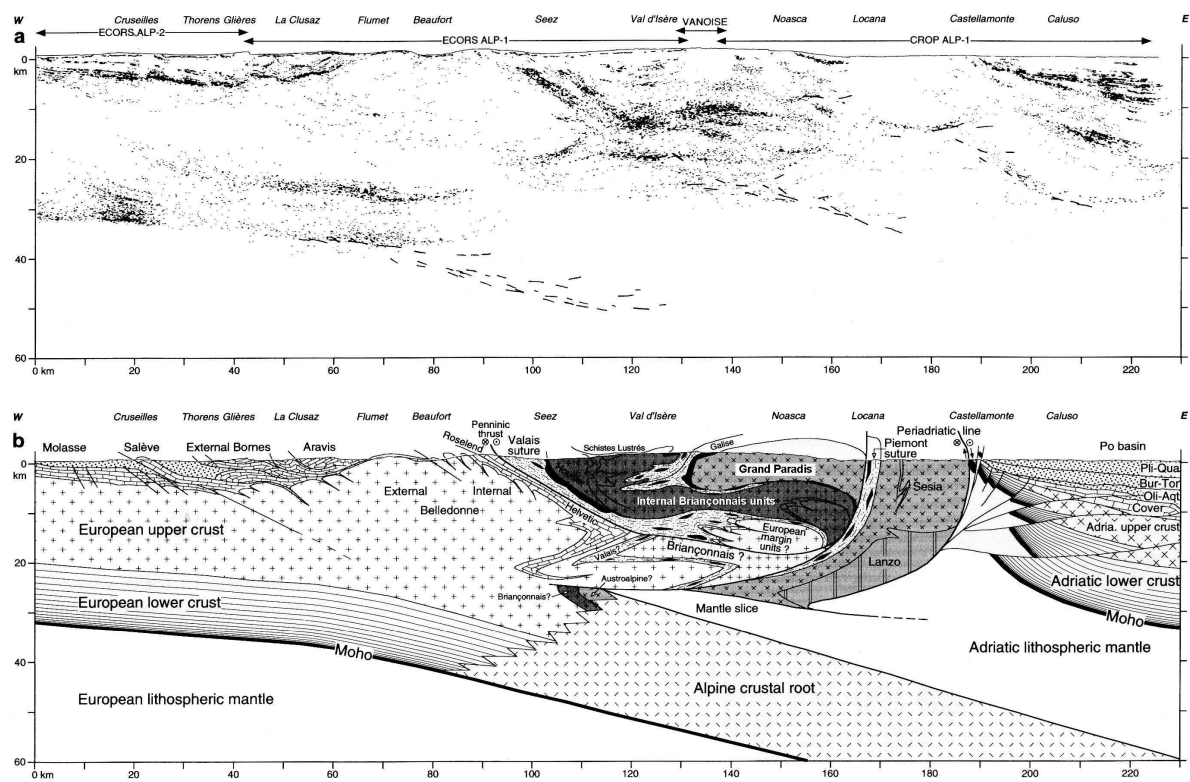


Figure 1.9. (a) Profil sismique ECORS-CROP à travers les Alpes Occidentales ; (b) interprétation d'échelle crustale du profil (Valasek & Mueller, 1997).

A l'Est du domaine interne, la faille insubrienne (également appelée ligne insubrienne ou ligne périadriatique), d'orientation N-S dans les Alpes occidentales et E-W dans les Alpes centrales est une zone mylonitique sub-v verticale d'environ 1 km d'épaisseur qui semble s'être formée pendant un mouvement décrochant dextre (Schmid et al., 1987). La zone au Sud-(Ouest) de cette faille est, sur la transversale du Grand Paradis, la **zone d'Ivrée**. Cette zone est constituée de péridotites mantelliques (massif de Balmuccia et de Baldissero), ainsi que de

roches granulitiques, témoins de la partie inférieure de la croûte continentale adriatique. Aucun métamorphisme alpin, ni aucune déformation alpine ne sont à signaler.

A la verticale de la faille insubrienne existe une forte anomalie gravimétrique positive, dont le responsable est le **corps d'Ivrée** (Figure 1.10) (Bayer et al., 1989; Masson et al., 1999). Les données gravimétriques et sismiques permettent d'estimer la position du Moho et donc l'épaisseur de la croûte continentale. L'épaisseur de la croûte sous la plaine du Pô est d'environ 30 km et ne cesse de diminuer au fur et à mesure que l'on s'approche de la faille insubrienne, où l'épaisseur de la croûte est quasiment nulle, ce qui explique l'observation de péridotites mantelliques à l'affleurement dans la zone d'Ivrée. Il semble que cette remontée de manteau (et donc la mise en place du « corps d'Ivrée ») soit à l'origine de la courbure de la faille insubrienne (Schmid et al., 1987).

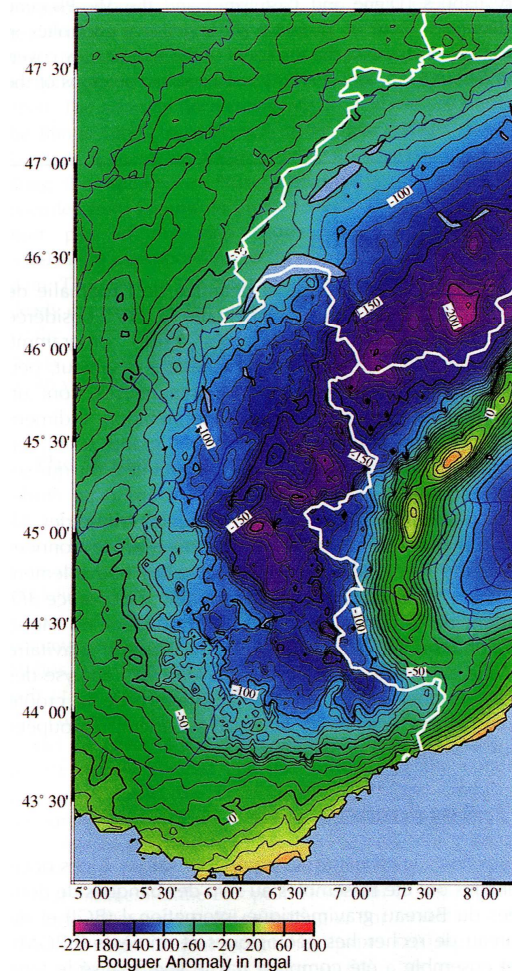


Figure 1.10. Carte de l'anomalie de Bouguer dans les Alpes occidentales (Masson et al., 1999). Cette carte montre une anomalie négative de grande longueur d'onde dans la partie interne des Alpes occidentales, immédiatement à l'ouest de la frontière franco-italienne, et une étroite anomalie positive, à la limite entre la chaîne alpine et la plaine padane. Cette dernière anomalie est due au matériel mantellique du corps d'Ivrée.

2. Structure des zones internes

Nomenclature des unités alpines.

JURA		ZONE EXTERNE	ZONES INTERNES					
Jura	bassin molassique suisse	dauphinois	valaisan	briançonnais - Grand Saint Bernard	Monte Rosa - Gran Paradiso - Dora-Maira	schistes lustrés et roches vertes	Dent-Blanche et zone Sesia-Lanzo	zone d'Ivrea
Jura	bassin molassique suisse	helvétique	pennique			couverture mésozoïque des socles penniques	austroalpin	sudalpin
			pennique inférieur	pennique moyen	pennique supérieur			
Debelmas, 1974; Debelmas et Kerchove, 1980; Triumphy, 1980	Jura	dauphinois = helvétique	valaisan	briançonnais	pennique		austroalpin	sudalpin
					piémontais			
					socle antéalpin et sa couverture mésozoïque	complexes ophiolitiques et leurs couvertures sédimentaires		
Dal Piaz, 1997; de Giusti et al., 2003	Jura	helvétique et ultrahelvétique	pennique externe	pennique moyen	pennique interne		austroalpin	sudalpin

Interprétation des unités alpines.

Modèles à un océan	continent européen	paléomarge européenne		océan liguro-piémontais	paléomarge adriatique
Modèles à deux océans	continent européen	paléomarge européenne	océan valaisan (Crétacé "moyen")	microcontinent briançonnais	océan liguro-piémontais (Jurassique moy-sup.)
					paléomarge adriatique = apulienne

Figure 1.11. Nomenclature des unités alpines sur une coupe transversale des Alpes occidentales et interprétations en terme de tectonique des plaques de ces unités. Le grisé correspond au Grand Paradis au sein des différentes nomenclatures. Si les nomenclatures diffèrent, l'accord reste quand à la géométrie en carte et coupe de ces unités.

Nous nous intéresserons essentiellement aux unités métamorphiques situées au sein de la zone interne des Alpes occidentales. La nomenclature des différentes unités des Alpes occidentales est présentée dans la figure 1-11.

2.1 Unités austroalpines (de la paléomarge adriatique)

Le domaine austroalpin (Compagnoni et al., 1977) est constitué d'une part de la zone Sesia et d'autre part d'un ensemble de klippes qui constituent la nappe de la Dent Blanche, klippe de la Dent Blanche, de l'Emilius, du Mont Mary, du Pillonnet, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton. Ces unités austroalpines chevauchent les unités océaniques liguro-piémontaises. Parmi ces klippes austroalpines de la nappe de la Dent Blanche, deux unités peuvent être distinguées (Balleve et al., 1986) : une unité supérieure non éclogitique (Dent Blanche, Mont Mary, Pillonnet) contenant les séries de l'Arolla et de Valpelline et la zone Sesia, et une unité inférieure éclogitique (Emilius, Glacier Rafray, Torre Ponton, écaille d'Etirol-Levaz).

2.2 Unités piémontaises (de l'océan liguro-piémontais)

Les unités liguro-piémontaises comprennent des écailles de matériel océanique (ultrabasites mantelliques serpentinisés, gabbros et basaltes) ainsi que les successions sédimentaires (schistes lustrés ou calcscisti) déposées sur les serpentinites, les gabbros et les basaltes (Elter, 1971). Deux grandes unités sont distinguées au sein du domaine liguro-piémontais (Ballèvre et al., 1986 ; Ballèvre & Merle, 1993 ; Caby et al., 1978 ; Dal Piaz, 1999 ; Dal Piaz et al., 1972 ; Kiénast, 1973) : l'unité inférieure de Zermatt-Saas Fee et l'unité supérieure du Combin. L'unité ophiolitique de Zermatt-Saas Fee, en contact anormal sur la nappe du Mont Rose, est essentiellement constituée de serpentinites, de métagabbros, de metabasaltes et de métasédiments. Cette unité présente au moins localement un métamorphisme de ultra-haute pression puisqu'elle possède la deuxième occurrence de coesite au sein des Alpes occidentales (Reinecke, 1991). L'unité ophiolitique du Combin, qui repose en contact anormal sur l'unité de Zermatt-Saas Fee, ne présente aucune relique du faciès des éclogites. Cette unité est essentiellement constituée de séries métasédimentaires mésozoïques contenant une faible proportion de roches vertes métamorphisées au maximum dans le faciès des schistes bleus.

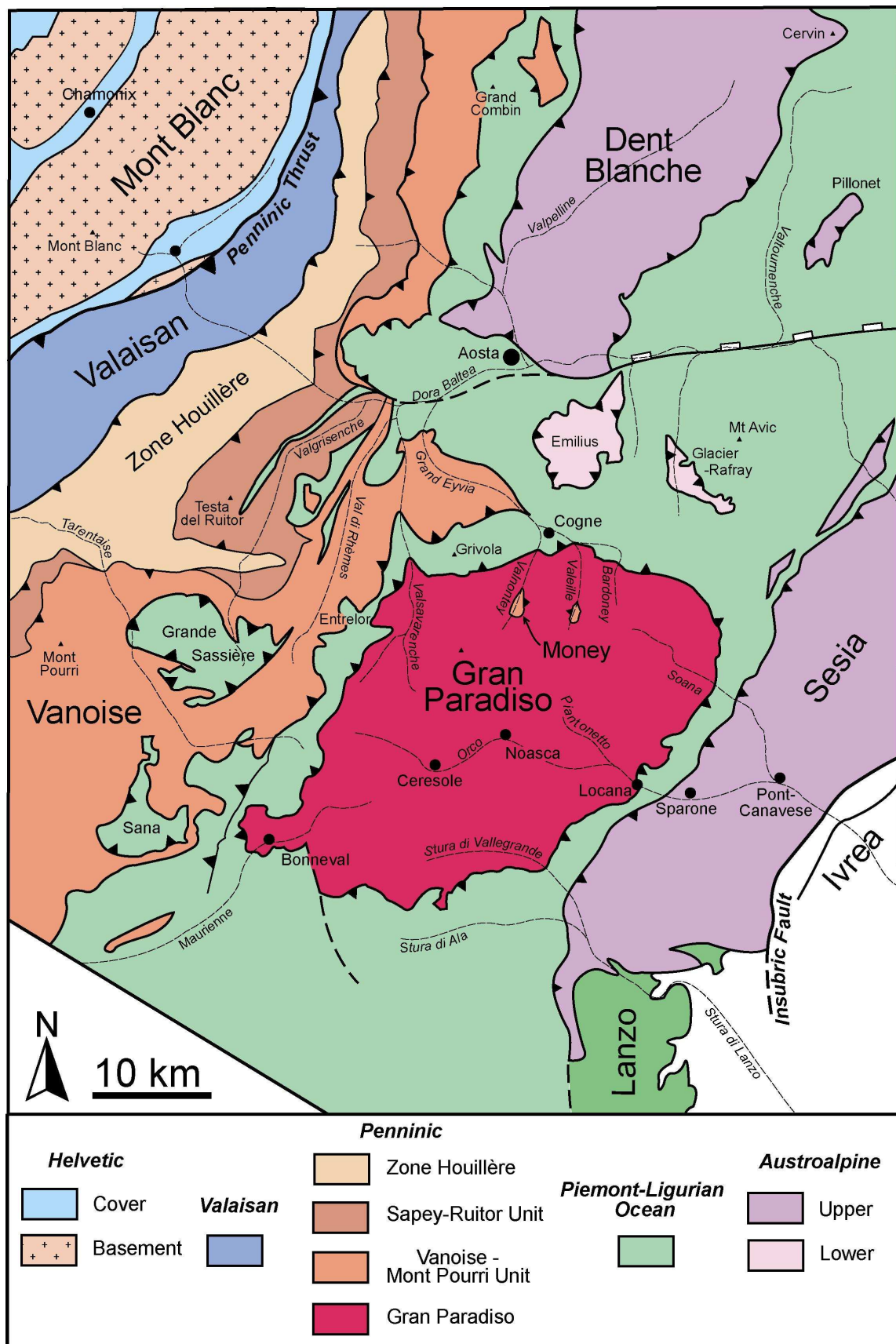


Figure 1.12. Schéma structural des zones internes des Alpes occidentales sur la transversale du Grand Paradis. Les contours utilisés sont ceux de la carte géologique au 1/250000, feuille Annecy.

2.3 Unités penniques (du microcontinent briançonnais, ou de la partie distale de la paléomarge européenne.)

Les unités penniques, attribuées au microcontinent briançonnais ou à la partie distale de la paléomarge européenne, comprennent, dans le secteur considéré, 4 ensembles majeurs (Figure 1.12 et 1.13).

2.3.1 La zone houillère

Le Briançonnais externe, depuis la région de Briançon (Debelmas, 1955) jusqu'en Vanoise (Ellenberger, 1958) et de là en Suisse, est caractérisé par une succession sédimentaire mésozoïque réduite, condensée, qui repose sur un épais Carbonifère. Ce dernier forme la "**zone houillère**", dont l'affleurement est quasi-continu depuis la région de Briançon jusqu'aux environs du col du Grand Saint Bernard. Dans cette "zone houillère" se sont déposés des formations détritiques grésos-conglomératiques à niveaux charbonneux, localement exploitées (Fabre, 1961; Feys, 1963; Greber, 1965; Mercier & Beaudoin, 1984; Mercier & Beaudoin, 1987; Schade et al., 1985). Ce Carbonifère est localement intrudé par des granitoïdes, par exemple à la Costa Citrin (Caby, 1968; Caby, 1974). Leur âge U-Pb sur zircons (324 ± 17 et 323 ± 8 Ma) indique que leur intrusion a eu lieu durant le Namurien (Bertrand et al., 1998).

Le Carbonifère supérieur est surmonté en discordance par des faciès gréseux et arkosiques, souvent conglomératiques, ces derniers contenant des galets de quartz et de rhyolite (faciès « Verrucano »). A ces faciès grésos-conglomératiques bigarrés succèdent en continuité des quartzites blancs, azoïques, qui sont supposés d'âge Trias inférieur ("Werfénien", "Scythien"), puis les carbonates de plate-forme du Trias moyen-supérieur. Après une émergence au Lias, la sédimentation reprend à partir du Jurassique moyen, et s'achève à l'Eocène.

2.3.2 L'unité du Sapey-Ruitor

L'**unité du Sapey-Ruitor** chevauche la zone houillère, le contact étant marqué au sud par des écaillés d'orthogneiss et de micaschistes à grenat-staurotide-biotite-disthène, c'est-à-dire appartenant au faciès des amphibolites (Sapey) (Detraz & Loubat, 1984). Ces paragenèses antéalpines sont largement préservées vers le nord, dans le massif du Ruitor ou encore dans celui du Mont Mort, à proximité du col du Grand Saint Bernard. En outre, des études récentes ont montré que les orthogneiss de l'unité du Sapey-Ruitor avaient un âge

cambro-ordovicien (Bussy et al., 1996; Guillot et al., 2002). Le métamorphisme dans le faciès des amphibolites serait pour sa part carbonifère (Giorgis et al., 1999).

Les roches polymétamorphiques de l'unité du Sapey-Ruitor sont parfois recouvertes en discordance par des faciès grésos-conglomératiques bariolés (« Néopermien » d'Ellenberger, 1958). A ces faciès succèdent localement des quartzites blancs (Trias inf.).

2.3.2 L'unité Vanoise-Mont-Pourri

Dans le Briançonnais interne, souvent appelé "**zone Vanoise-Mont Pourri**" ou "**zona interna**" (Caby, 1968; Cigolini, 1995; Ellenberger, 1958; Guillot & Raoult, 1985), on distingue classiquement un socle anté-permien d'une part, des séries permo-triasiques d'autre part.

Le socle anté-permien est constitué de schistes graphiteux et de micaschistes dans lesquels s'intercalent de nombreuses metabasites, interprétées comme d'anciennes volcanites. Il a été longtemps supposé, suivant en cela Ellenberger (1958), que ce socle anté-permien était carbonifère, d'un Carbonifère différent de celui de la zone houillère. Des observations en faveur d'un polycyclisme devaient cependant être faites (Bocquet, 1974). Dans ces formations sédimentaires intrudent (i) des roches magmatiques acides cambro-ordoviciennes, comme les granophyres du Mont Pourri ($507 \pm 9\text{Ma}$: (Guillot et al., 1991)) et du val de Rhêmes ($511 \pm 9\text{Ma}$: (Bertrand et al., 1998)) ou le métagranite de l'Arpont ($479 \pm 4\text{ Ma}$: (Bertrand & Leterrier, 1997)) et (ii) la diorite de Cogne (Novarese, 1894b) dont l'âge U-Pb sur zircons est de 357 Ma (Bertrand et al., 2000).

Les séquences attribuées au Permo-Trias comprennent des quartzites et micaschistes, parfois conglomératiques, non graphiteux (Caby, 1968; Cigolini, 1995).

2.3.3 Les unités Mont Rose, Grand Paradis, et Dora-Maira

En fenêtre sous les unités océaniques liguro-piémontaises affleurent les portions les plus distales de la paléomarge européenne (modèle à un océan), ou la portion orientale du microcontinent briançonnais (modèle à deux océans). Il s'agit des **massifs du Mont Rose, du Grand Paradis, et Dora-Maira**, qui sont constitués par trois ensembles lithologiques, ici indiqués dans leur ordre de superposition.

1. Les unités les plus profondes des Alpes occidentales sont constituées de formations micaschisteuses, souvent graphiteuses, parfois conglomératiques (supposées carbonifères), où intrudent des granitoïdes permiens. Il s'agit des unités de Pinerolo dans Dora-Maira et du Money dans le Grand Paradis (Compagnoni et al., 1974).

2. Au-dessus de ce Permo-Carbonifère allégué affleurent des métasédiments polymétamorphiques (par ex.) (Bearth, 1952; Compagnoni et al., 1974) dans lesquels intrudèrent des granitoïdes, en général porphyriques, d'âge tardi-paléozoïque (Permien : (Bertrand et al., 2000)). Le métamorphisme le plus élevé de l'arc alpin y est observé. En effet, ces unités continentales sont affectées d'un métamorphisme dans le faciès des éclogites (Dal Piaz & Lombardo, 1986) et parfois des éclogites à coesite (Dora-Maira: (Chopin, 1984)).

3. La couverture sédimentaire méso-cénozoïque des unités penniques internes a été globalement décollée de son socle pendant la déformation alpine, étant réduite à quelques écaïlles parautochtones au contact entre le socle antéalpin et les unités océaniques (Elter, 1960; Elter, 1971). La seule exception à cette règle concerne la partie méridionale de Dora-Maira (Michard, 1967). Cette couverture a été déplacée vers le Nord-Ouest et forme la plus importante partie des nappes préalpines.

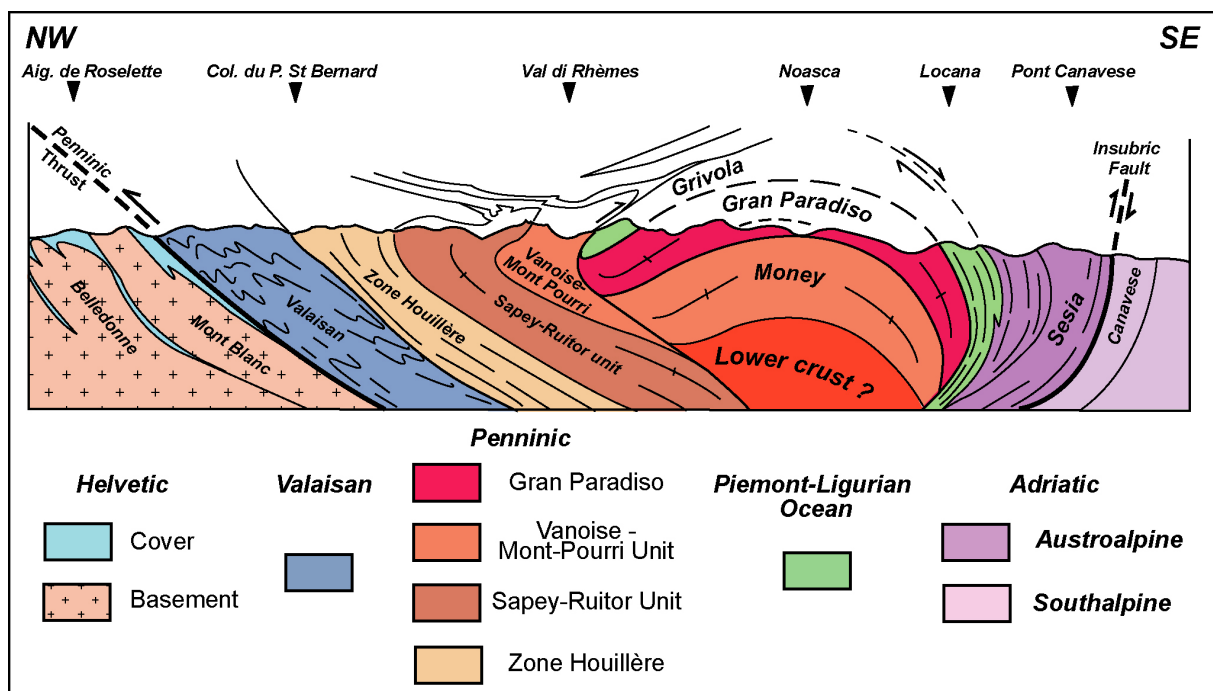


Figure 1.13. Coupe NW-SE sur la transversale du Grand Paradis, montrant la succession des unités penniques et leur position par rapport aux autres unités telles que les unités océaniques et les unités austroalpines (modifiée d'après (Bucher et al., 2004)).

3. Métamorphisme des zones internes

Un gradient métamorphique à l'échelle des Alpes occidentales est parfaitement visible. Des zones externes non métamorphiques à l'Ouest aux zones les plus métamorphiques à l'Est (Figure 1.14 et 1.15) (Bertrand, 1894; Ernst, 1973). Le métamorphisme le plus important étant enregistré dans l'unité continentale de Dora-Maira et dans l'unité océanique de Zermatt-Saas. En effet, ces deux unités présentent des assemblages à coesite caractéristiques de la ultra-haute pression. Le métamorphisme alpin est un métamorphisme de plutôt basse à moyenne température (aux alentours de 500-550°C) et de plutôt haute pression.

Ce gradient métamorphique est très bien observé au sein du microcontinent Briançonnais. Ce gradient permet donc d'observer des roches non ou très faiblement métamorphiques affectées d'un métamorphisme de plutôt basse pression au sein des unités les plus externes (Zone Houillère), à des roches fortement métamorphiques dans le faciès des éclogites au sein des unités les plus internes (Monte Rosa, Gran Paradiso et Dora Maira) (Bearth, 1952; Compagnoni & Lombardo, 1974; Dal Piaz, 1966; Dal Piaz & Lombardo, 1986 ; Le Bayon & Ballèvre, 2006), en passant par un métamorphisme de moindre pression (faciès des Schistes bleus) dans les unités intermédiaires (unité de Sapey-Ruitor et unité de Vanoise-Mont Pourri).

Les variations métamorphiques semblent coïncider avec les différents contacts tectoniques identifiés (Figures 1.14a et 1.14b). Le métamorphisme est donc postérieur ou contemporain de la mise en place des nappes. Seul le métamorphisme de haute température, appelé métamorphisme Lépontin particulièrement bien développé dans les Alpes centrales au niveau de la ligne insubrienne, situé dans le faciès des amphibolites, semble se surimposer au métamorphisme de haute pression. La zone d'influence de ce métamorphisme semble recoupée les contacts de nappes. Cette phase de haute température est donc tardive par rapport au métamorphisme alpin de haute pression lié à la mise en place des nappes.

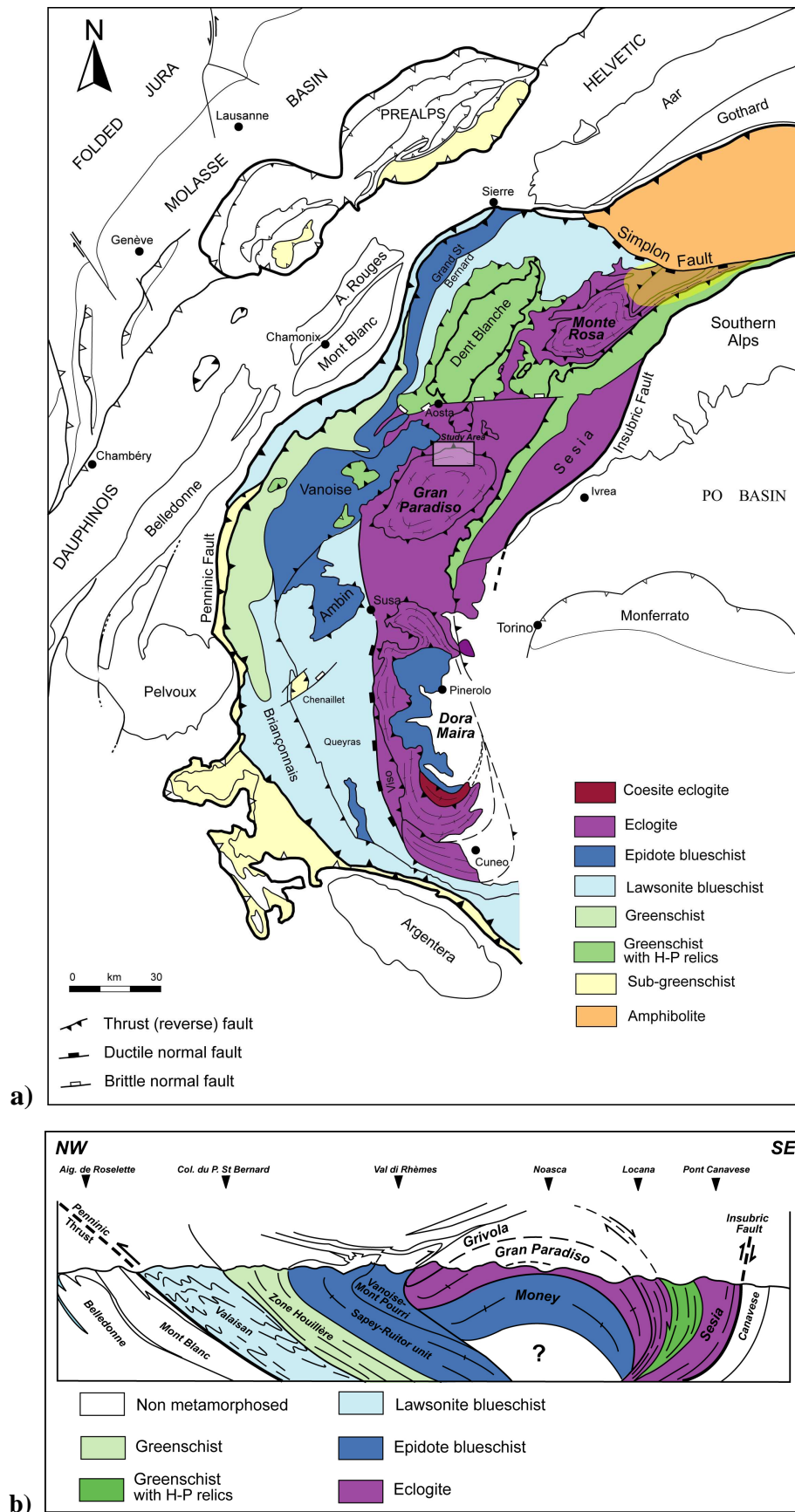


Figure 1.14. a) Carte métamorphique des Alpes occidentales. b) Coupe NW-SE sur la transversale du Grand Paradis, montrant l'évolution du métamorphisme alpin sur cette transversale. On notera en particulier la coïncidence des discontinuités métamorphiques avec les failles majeures, indiquant que l'édifice de nappes dans sa forme actuelle est globalement post-métamorphe.

D - Problème étudié.

Cette étude s'intéresse à la déformation et au métamorphisme au sein d'une croûte continentale subductée. Cette étude est essentiellement une étude de terrain couplée à une analyse pétrologique détaillée du métamorphisme affectant cette croûte continentale. L'étude de la déformation et du métamorphisme nous donne accès à de nombreux indices et paramètres permettant de mieux contraindre les processus géodynamiques à l'origine de, ou favorisant l'enfouissement et l'exhumation de ces roches. Les questions majeures de cette étude étant :

Comment se déforme une croûte continentale lors de sa subduction ?

Nous cherchons à savoir quand a lieu la déformation la plus importante d'une croûte continentale subductée ? Est-ce lors de l'enfouissement (subduction), quand les roches sont à leur profondeur maximale (pic métamorphique), ou lors de la remontée de ces roches (exhumation) ? Comment est répartie cette déformation ? Est-elle homogène ou hétérogène à l'échelle de la croûte ?

Comment cette croûte continentale enregistre-t-elle son histoire métamorphique ?

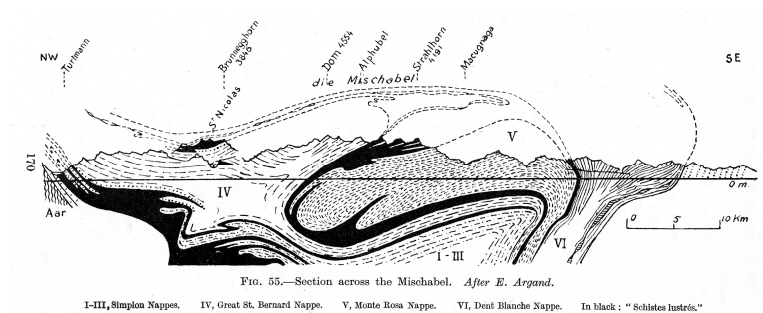
L'étude du métamorphisme permet d'avoir accès au chemin P-T subi par les roches lors de leur enfouissement (trajet prograde) et de leur exhumation (trajet retrograde). A quelles profondeurs maximales ont-elles été enfouies ? Ces informations sont souvent biaisées en raison de la nature des processus métamorphiques. Dans une unité de croûte continentale, toutes les roches enregistrent-elles et préservent-elles de la même manière les différentes phases de l'histoire métamorphique ? Quels sont les paramètres favorisant, ou empêchant l'enregistrement et/ou la préservation d'un assemblage métamorphique ? Comment des reliques d'un métamorphisme ancien sont-elles préservées ? Qu'est ce qui favorise la métastabilité de certains assemblages métamorphiques ?

PARTIE 1

LITHOLOGIE ET STRUCTURE DU MASSIF DU GRAND PARADIS (ALPES OCCIDENTALES, ITALIE)

Chapitre 2

Historique des recherches



Les Alpes selon Argand (1911)

La naissance de la géologie en tant que science¹ est liée au développement d'outils géométriques et chronologiques. Nous en tenant ici aux premiers, nous retiendrons que la compréhension de l'histoire d'une région s'appuie sur une analyse tri-dimensionnelle (3D) de ses roches, analyse dont la carte constitue la synthèse (Winchester, 2001). De cette carte et des mesures qui y sont le cas échéant reportées sont déduites des coupes, base de l'analyse 3D.

La validité d'une carte, c'est-à-dire son aptitude à prédire la géométrie 3D d'un objet géologique (un filon minéralisé, une couche réservoir, un glissement rocheux, etc...), ou à renseigner sur le développement progressif des structures représentées (l'histoire géologique), dépend dans une grande mesure de la définition et du choix des objets représentés. Aussi la carte géologique d'une région donnée évolue-t-elle avec le progrès des connaissances.

C'est ce que nous voudrions montrer dans cette introduction, qui est donc destinée à tous ceux ne connaissant pas la géologie alpine, mais désirant comprendre les bases sur lesquelles repose ce travail, et la raison des choix que nous dûmes effectuer au cours de ce travail. Cette perspective historique, nous le savons, en ravira certains, tandis que d'autres n'y verrons qu'une inutile digression. Notre objectif est avant tout pédagogique: asseoir le socle sur lequel reposent les travaux en cours dans le Grand Paradis.

1. Le Grand Paradis : une nappe pennique.

Premières explorations géologiques

De l'histoire de la cartographie géologique en Italie (Corsi, 2003), nous ne retiendrons que les épisodes ayant trait aux zones internes des Alpes occidentales, en sachant combien représentation sur une carte et interprétation de la tectonique sont liées (Dal Piaz, 2001). Les premières explorations géologiques du Grand Paradis ont été le fait de **Bartolomeo Gastaldi** (1818-1879) et de **Martino Baretta**, qui dressèrent une première carte manuscrite des Alpes piémontaises au 1/50000, non publiée du vivant de ses auteurs². Sur cette carte sont distingués des groupes lithologiques, à savoir les groupes des "*gneiss centrale*", des "*gneiss recenti superiori*", et celui des "*rocce verdi*".

Les levés cartographiques de l'Ufficio Geologico d'Italia

Par la suite, le massif du Grand Paradis a été cartographié en grand détail par les géologues italiens, à la fin du XIX^{ème} siècle et au début du XX^{ème} siècle. Ce furent **Secondo Franchi** (1859-1932)³, **Ettore Mattiolo** (1853-1923)⁴, **Vittorio Novarese** et **Augusto Stella**, tous Ingénieurs des Mines et à ce titre collaborateurs du Regio Ufficio Geologico d'Italia, qui levèrent les cartes à l'échelle du 1/25000. Sur cette base, ils dessinèrent les feuilles au 1/100000 Gran Paradiso (Foglio N° 41) et Ivrea (Foglio N° 42), qui parurent en 1912. Outre ces feuilles, les géologues italiens publièrent une carte de synthèse de la géologie des Alpes occidentales au 1/400000 en 1908, ainsi que de nombreuses notes (par ex., pour le Grand Paradis: Novarese, 1894a et 1894b; Stella, 1894).

Les géologues italiens procédaient, à l'instar d'Alfred Lacroix en France, à de minutieuses descriptions pétrographiques des roches, dont ils possédaient une excellente connaissance. Dès 1894, Novarese et Stella avaient reconnu une zone inférieure, dite des "*gneiss centraux*" et une zone supérieure, dite des "*roches vertes*". Des descriptions de Stella (1894), il ressort que les "*gneiss centraux*" du Grand Paradis comprennent divers types lithologiques, dont paraissent caractéristiques une grande variété de gneiss granitoïdes et porphyroïdes, des gneiss glanduleux, lenticulaires, oeillés, tabulaires à structure plus ou moins linéaire, etc... Dans ces gneiss existent des intercalations de "*gneiss minuti*" (c'est-à-dire de gneiss à grain fin) et de micaschistes.

Quant à la structure des "*gneiss centraux*" du Grand Paradis, Novarese (1894a, p. 219) précise: "*La tettonica dello gneiss centrale è sempre assai regolare; i banchi inclinati più o*

meno fortemente alla periferia, con pendenza verso lo esterno dell'ellisoide, diventano presto quasi orizzontali appena si allontanano alquanto dal contatto colla fascia arcaica superiore. Sulla vetta del Gran Paradiso, ad esempio, sono pressochè orizzontali. Qua e là talora si osservano forti pendenze, ma sopra estensioni limitate e sembra che si tratti sempre di disturbi affatto locali." Les "gneiss centraux" forment donc un vaste dôme dont le contour est plus ou moins ellipsoïdal (et qui deviendra par la suite connu sous le nom de dôme, coupole, ou encore massif⁵ du Grand Paradis).

Au final, dès la fin du 19^{ème} siècle, les géologues de l'Ufficio Geologico d'Italia avaient montré que:

- les massifs du Mont Rose, du Grand Paradis et Dora-Maira⁶ sont essentiellement constitués de gneiss en général oeillés ("*gneiss occhiadini*") auxquels sont associés des volumes mineurs de gneiss à grain fin et de micaschistes ("*gneiss minuti*");
- la zone des "roches vertes et schistes lustrés" est structuralement superposée aux "gneiss centraux";
- le massif Dora-Maira se singularise par la présence, en position structurale inférieure, de micaschistes graphiteux à intercalations conglomératiques (qui affleurent essentiellement dans la région de Pinerolo).

La genèse des chaînes de montagne.

La discussion sur la genèse des chaînes de montagne était dominée par trois géologues: le viennois **Eduard Suess** (1831-1914)⁷, le zürichois **Albert Heim** (1849-1937)⁸ et le parisien **Marcel Bertrand** (1847-1907)⁹.

Les plis furent observés et inventoriés dès le XVIIIème siècle, comme fut reconnue leur importance dans la genèse des chaînes de montagne. Emmanuel de Margerie¹⁰ et Albert Heim tentèrent une première mise au point terminologique des "*dislocations de l'écorce terrestre*" en 1888. De ce travail ressort l'idée suivant laquelle le plan axial des plis anticlinaux tend à se coucher, processus durant lequel le flanc inverse s'étire puis se rompt. Cette rupture conduit au chevauchement des deux parties¹¹, mais, corollaire nécessaire selon les deux auteurs, tous les failles chevauchantes dérivent de la rupture du flanc inverse d'un pli anticlinal (Figure 2.1).

M. Bertrand, parfois présenté comme un héraut de la science géologique, joua un rôle majeur dans l'évolution des conceptions tectoniques à la fin du 19^{ème} siècle. Nous lui devons en effet deux innovations conceptuelles majeures.

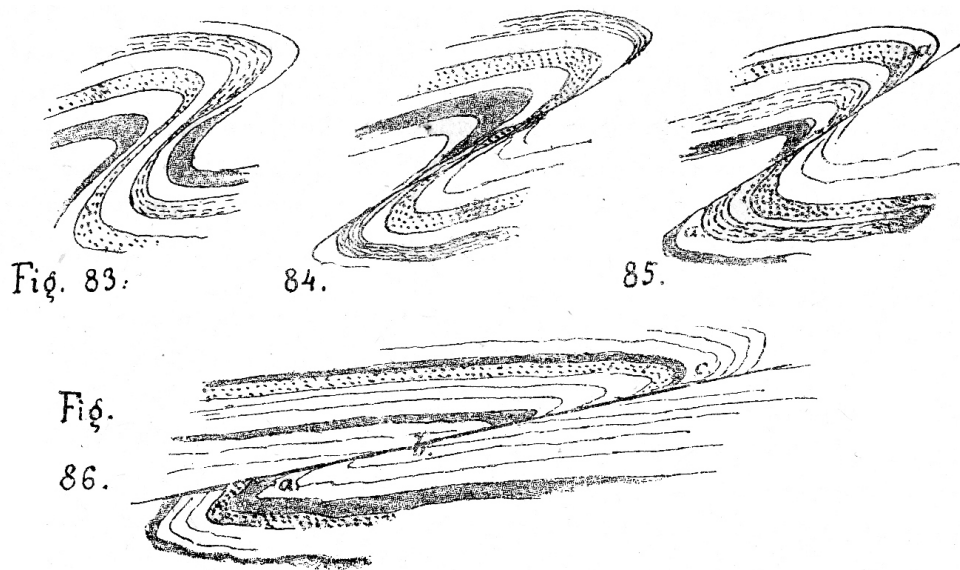


Figure 2.1. Selon de Margerie et Heim (1888), "un pli dont le flanc renversé n'est plus représenté que par un plan de glissement s'appelle un pli-faille (Fig. 85). Si le plan de glissement devient de plus en plus couché et que le déplacement horizontal y soit très-notable, le contact des couches situées de part et d'autre ne se fait plus par leur tranche, mais par leur plat, de manière à simuler une superposition régulière. Il y a alors recouvrement des terrains plus anciens; on désigne cette forme de dislocation par l'expression de chevauchement".

D'une part, M. Bertrand réinterpréta (les historiens insistent sur le fait que cette analyse eut lieu "en chambre", sans que M. Bertrand ait jamais vu sur le terrain les structures en question) le fameux "double pli" de Glarus, dans les Alpes suisses, comme un chevauchement, faisant l'analogie entre la Faille du Midi, en Ardenne, et le chevauchement de Glarus, dans les Alpes suisses (Bertrand, 1884). Les lecteurs restèrent incrédules, et cette interprétation ne devait être acceptée par A. Heim que quelques années plus tard, sans doute sous l'influence d'E. Suess. Ce faisant, M. Bertrand inaugurerait une voie féconde, suivant laquelle "d'énormes masses de recouvrement étaient poussées de l'intérieur des Alpes vers le Nord".

D'autre part, en rupture avec l'école d'Elie de Beaumont¹², M. Bertrand montra qu'une chaîne se caractérise non pas par la direction de ses structures mais par l'âge de ces structures. La chaîne alpine est ainsi un édifice unique, de Nice à Wien, dans la mesure où le front de cette chaîne, dont l'orientation change pourtant drastiquement, est caractérisé par des failles inverses d'âge tertiaire (Bertrand, 1887). M. Bertrand pouvait alors comprendre la croissance du continent européen, comme résultant de l'adjonction progressive à un noyau précambrien des chaînes calédonienne au Silurien, puis hercynienne au Carbonifère et enfin alpine au Tertiaire.

Une première esquisse de la structure globale des Alpes occidentales.

En 1894, M. Bertrand livre le résultat de ses travaux alpins dans une *Etude des Alpes françaises*, où il introduisit plusieurs nouveautés:

1. Pour M. Bertrand, la chaîne alpine est caractérisée par une structure en éventail (Figure 2.2): les plis sont déversés vers l'Ouest sur le versant occidental de la chaîne, mais vers l'est sur le versant oriental de la chaîne. L'axe le long duquel les deux systèmes de plis se rencontrent correspond à la "bande (ou zone) houillère" ¹³.
2. La structure de la chaîne alpine est "amygdaloïde", c'est-à-dire que les axes de plis ne sont pas strictement parallèles: en certaines régions, les axes de plis divergent, alors qu'en d'autres régions ils convergent. Des "noyaux" ou "anmygdales" sont ainsi isolés par les plis, tel le Grand Paradis.
3. En accord avec les études antérieures de P. Termier en Vanoise, "à l'est de la bande houillère, le métamorphisme va en croissant de l'ouest vers l'est".

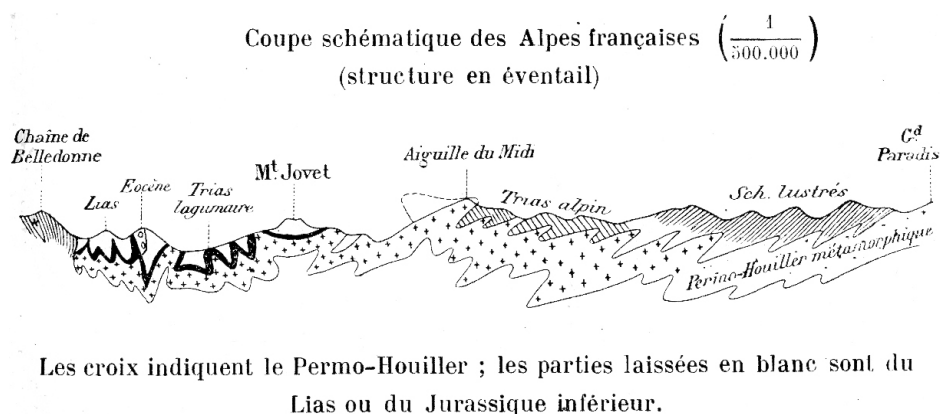


Figure 2.2. Une coupe des Alpes occidentales de Belledonne au Grand Paradis (Bertrand, 1894).

Suivant ces conceptions, Bertrand propose une analyse du versant français du Grand Paradis, en haute Maurienne (région de Bonneval-sur-Arc). Il considère (Figure 2.2):

- que les "gneiss centraux" sont du Permo-Carbonifère métamorphique;
- que les "schistes lustrés", lesquels font suite en concordance aux gneiss, sont du Trias métamorphisé;
- que cette série continue est affectée de plis déversés vers l'est.

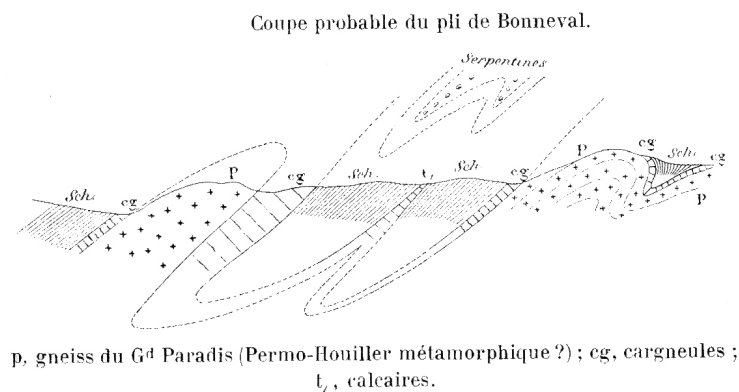


Figure 2.3. Structure de la bordure occidentale du massif du Grand Paradis dans la haute Maurienne (Bertrand, 1894): la succession Permo-carbonifère (P) – Trias (cg: cargneules, t: Trias carbonaté; sch: schistes lustrés, également triasiques pour l'auteur) est affectée de plis isoclinaux déversés vers l'est.

L'écho de ce travail est immédiatement perceptible chez Novarese (1895, p. 276-277) lorsqu'il analyse la structure du massif Dora-Maira. *"Si potrebbe pure tentare di applicare alla serie cristallina della valle della Germanasca le interpretazioni che serie analoghe hanno ricevuto fuori d'Italia in regioni anche immediatamente limitrofe nelle Alpi francesi e svizzerre, e che forse nella loro forma estrema sono state sviluppate dal prof. M. Bertrand nei suoi Etudes dans les Alpes françaises pubblicati nel 1894. I calcescisti e le filladi (schistes lustrés) rappresenterebbero il mesozoico, precipuamente il Trias; le rocce inferiori, gneiss o micascisti, il Permiano ed il Carbonifero più o meno metamorfosati; il metamorfismo poi, secondo il Bertrand, andrebbe nelle Alpi crescendo verso l'Est."* Et Novarese objecte immédiatement: *"Fatti concreti in appoggio di tale ipotesi nella valle di San Martino¹⁴ non sono stati trovati."* Mais Novarese, montrant qu'il comprend fort bien l'hypothèse de M. Bertrand, poursuit: *"Pero volendo abbandonare il sicuro fondamento dell'osservazione e lasciarsi andare alle congetture, non sarebbe difficile trovare chi nella formazione grafítica colle sue rocce clastiche, e coi suoi banchi di grafiti ravvisi il Carbonifero. In tal caso il profilo della valle della Germanasca sarebbe una splendida conferma delle ipotesi del Bertrand; al Carbonifero succederebbero gli gneiss ghiandoni, ed i micascisti rappresentanti il Permiano, indi i calcescisti che sarebbero il Trias; non mancherebbero nemmeno le quartziti che potrebbero essere rappresentate dal piccolo banco di Galmonte presso Prali."*

Novarese discute un dernier point, constatant, dans la coupe du val Germanasca, que les micaschistes graphiteux affleurent le plus à l'est et paraissent moins métamorphiques que les gneiss oeillés sus-jacents, affleurant plus à l'ouest. Eu égard au gradient d'intensité du métamorphisme d'ouest en est de M. Bertrand, Novarese écrit alors: *"Non verrebbe pero ad*

essere ugualmente confermata l'altra parte dell'ipotesi del metamorfismo crescente verso Est, perchè appunto la formazione più orientale sarebbe la meno metamorfosata."

De l'âge des schistes lustrés et des gneiss centraux

L'âge des roches métamorphiques, en général azoïques, pose problème. L'âge des formations gneissiques ou micaschisteuses (les "gneiss centraux" du Grand Paradis par exemple) n'a pu (ne pouvait) être établi à l'aide de la paléontologie. Aussi dut-on recourir à des hypothèses, celles-ci étant fondées sur des observations structurales et/ou pétrologiques, et appuyées sur des considérations théoriques.

Ainsi, les géologues italiens attribuèrent-ils initialement aux "gneiss centraux" un âge "archéen inférieur" ("*arcaico inferiore*") et aux "schistes lustrés" un âge "archéen supérieur" ("*arcaico superiore*"). Ces hypothèses découlaient de la position structurale de ces roches, au plus profond de l'édifice alpin. Au même moment, d'autres opinions furent émises. Ainsi Bertrand (1894) considéra-t-il les gneiss du Grand Paradis comme l'équivalent métamorphisé du Permo-Carbonifère, les schistes lustrés étant pour lui triasiques (Figures 2.2 et 2.3).

Il ne s'écoula pas deux années avant que S. Franchi ne découvre des Bélemnites et des Ammonites dans des calcschistes en bordure du massif Dora-Maira, à la base des schistes lustrés (Franchi et Di Stefano, 1896)! Franchi (p. 177) se voit donc contraint d'écrire: "*Le notizie che ora diamo costituiscono un argomento paleontologico importante, e forse inatteso, in favore di alcune delle vedute del signor Marcel Bertrand, le cui ipotesi generali pero non si potranno sinora applicare con successo alla spiegazione della posizione rispettiva dei diversi terreni nella regione di cui si tratta.*" Il devenait dès lors possible d'envisager les schistes lustrés comme une série mésozoïque (Franchi, 1898), reposant sur un socle paléozoïque (les "gneiss centraux"). Nous verrons que les choses n'en resteront pas là, mais le fait central (l'âge mésozoïque des schistes lustrés) ne devait plus être remis en cause.

La révolution nappiste

A la fin du 19^{ème} siècle se développa le concept de nappes de charriages, celles-ci étant la clé de la genèse des chaînes de montagne. L'historique de cette question a maintes fois été présenté (Bailey, 1935; Masson, 1976 et 1983; Trümpy et Lemoine, 1988; Oldroyd, 1990; Trümpy, 1988 et 1991; Merle, 1994; Franks et Trümpy, 2005). Les figures majeures de la révolution nappiste furent, pour les Alpes occidentales, les suisses **Hans Schardt** (1858-1931)¹⁵ et **Maurice Lugeon** (1870-1953)¹⁶ et les français **Pierre Termier** (1859-1930)¹⁷,

Emile Haug (1861-1927)¹⁸ et **Wilfrid Kilian** (1862-1925)¹⁹. Quelques étapes de ce processus méritent d'être rappelées.

Par la suite, Schardt (1893 et 1898) releva le défi de l'interprétation des Préalpes, pour lesquelles il proposa une origine « exotique »: les terrains mésozoïques des Préalpes ne seraient pas autochtones, mais proviendraient des zones internes des Alpes. Les analyses ultérieures devaient lui donner raison, entraînant en particulier la "conversion" de M. Lugeon, dont le travail de thèse portait sur les Préalpes du Chablais (Lugeon, 1896). Ces masses charriées sont déconnectées de leurs patries originelles, constituant ainsi des "*klippes*" à l'avant des Alpes (Lugeon, 1901 et 1904). Du chevauchement de Glaris aux nappes des Préalpes, le chemin parcouru en ces quelques années est impressionnant. Et M. Lugeon (1901, p. 727)²⁰ devait conclure: *"Ce n'est plus une partie du versant septentrional de la chaîne alpine qui a marché vers le nord en grandes nappes, c'est presque l'ensemble du versant qui regarde le nord qui est charrié"*.

De leur côté, les français P. Termier, E. Haug et W. Kilian mettaient en évidence les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Haug et Kilian, 1894; Haug, 1904) et du Briançonnais (Termier, 1899). Leurs conceptions furent progressivement affinées: au fur et à mesure que progressaient les découvertes paléontologiques, une meilleure stratigraphie permettant en retour une meilleure lecture des structures. Le travail de synthèse sur cette transversale fut essentiellement l'oeuvre de P. Termier, dont les conceptions allaient cependant évoluer au gré des discussions avec W. Kilian et sous l'influence des travaux suisses (H. Schardt, M. Lugeon). Trois étapes en sont résumées ci-dessous.

1. La structure en éventail du Briançonnais est reconnue par Haug (1896) et, à l'issue d'une tournée commune, par Kilian et Lugeon (1897). Ainsi se confirmait l'hypothèse de Bertrand (1894), sur le double déversement des plis dans la chaîne alpine, l'axe étant situé dans la "zone houillère". Cette structure en éventail deviendra classique, et ne sera plus remise en cause. Pour autant, l'origine de l'éventail reste discutée.

2. Dès 1899, Termier opte pour l'hypothèse suivant laquelle *"la zone du Briançonnais tout entière, et la plus grande partie, sinon la totalité de la zone des Schistes Lustrés, sont formées de nappes charriées, empilées les unes sur les autres, reposant sur le Flysch, et plissées, après le charriage, en même temps que leur substratum."* Ce point de vue allochtoniste est clairement exprimé dans les coupes du Briançonnais proposées par Termier en 1902 et 1903. Dans ces coupes, les nappes briançonnaises sont de vastes plis couchés, subhorizontaux, ultérieurement replissés par des plis en éventail: l'éventail briançonnais résulte donc d'un plissement post-nappe.

3. Pour Kilian (1900), le Paléozoïque du Briançonnais était autochtone. La couverture méso-cénozoïque est soit adhérente à son substratum paléozoïque ("fenêtre du Guil"), soit décollée de son substratum, constituant alors des plis couchés vers l'Ouest, dont le flanc inverse, étiré, disparaît par "*laminage*". Ce serait là les "écailles" reconnues par Termier, qui s'enracinent au sein de la zone briançonnaise, et ne dérivent donc pas de nappes de provenance interne (plus orientale que la zone briançonnaise).

Ainsi débute une controverse entre Termier et Kilian, dont ce dernier devait sortir vainqueur, une allochtonie complète étant seulement retenue pour la 4^{ème} écaille de Termier²¹.

La synthèse argandienne

L'analyse des zones internes des Alpes devait être menée par un élève de M. Lugeon : **Emile Argand** (1879-1940)²². Celui-ci fut sa vie durant un cartographe d'une exceptionnelle qualité, comme le montre ses levés dans différentes régions du Valais: Dent-Blanche, Combin ou encore Zermatt (non publiée). Au coeur de la vision grandiose qu'Argand sut imposer des zones internes des Alpes figure la notion de nappe, entendue comme un vaste pli couché au coeur duquel se situe un socle antéalpin. La couverture mésozoïque de ce socle, débutant par des carbonates (triasiques) et se poursuivant avec les schistes lustrés (jurassiques) est observable dans le flanc normal comme dans le flanc inverse de ces plis. Lugeon et Argand (1905a et 1905b) puis Argand (1911, 1934) reconnurent ainsi les nappes du Grand Saint-Bernard (nappe IV), du Mont-Rose (nappe V) et celle de Sesia-Dent-Blanche (nappe VI) (Figures 2.4 et 2.5). S'appuyant sur le levé détaillé des géologues italiens, Argand affirma l'équivalence des massifs du Mont-Rose, du Grand Paradis et de Dora-Maira. En outre, Argand expliqua que ces nappes se déplaçaient d'est en ouest, les nappes venant chevaucher l'avant-pays européen. Certaines de ces nappes (la nappe du Mont Rose) rencontraient un obstacle à leur mouvement vers l'ouest, et venaient "s'encapuchonner" à l'arrière de la nappe du Grand Saint-Bernard, en provoquant des "plis en retour" (pli des Mischabel).

La synthèse argandienne s'appuie sur deux présupposés méthodologiques: (i) le fait que les plis puissent être suivis tout au long de la chaîne alpine, étant parallèles à son allongement (les structures sont dites "*cylindriques*"), et (ii) le fait que les plis soient l'objet de variations du plongement de leurs axes ("*inflexions axiales*"), de sorte que les différences entre transversales à la chaîne s'expliquent par le plongement axial des plis. Ainsi Argand (1911, p. 19) écrit-il: "*Personne ne contestera sérieusement que la "coupole" du Grand Paradis ne prolonge le flanc normal du Mont Rose, et que ces deux objets ne soient le même,*

continu en profondeur sous les masses mésozoïques de la vallée d'Aoste moyenne. ... Les parties visibles du couple tectonique Grand Paradis – Valsavarenche ressemblent trop à celles du couple homologue Mont Rose – Mischabel pour qu'on puisse rejeter sans examen l'hypothèse que les parties profondes et cachées du premier ressemblent essentiellement aux parties profondes et visibles du second".



FIG. 51.—Stereogram showing the Axis Elevation of the Pennine Nappes towards the Simplon Region. After E. Argand.
I-III, Simplon-Ticino Nappes. IV, Great St. Bernard Nappe. V, Monte Rosa Nappe. VI, Dent Blanche Nappe.

Figure 2.4. Schéma tridimensionnel des nappes alpines selon E. Argand (reproduit par Collet, 1935).

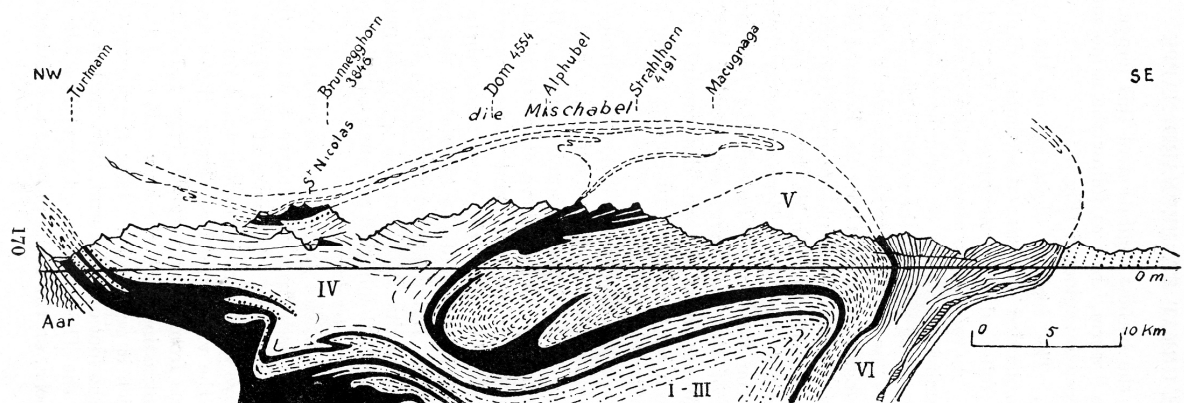


FIG. 55.—Section across the Mischabel. After E. Argand.

I-III, Simplon Nappes. IV, Great St. Bernard Nappe. V, Monte Rosa Nappe. VI, Dent Blanche Nappe. In black: "Schistes lustrés."

Figure 2.5. Coupe schématique des nappes alpines sur la transversale du Mont Rose selon E. Argand (reproduit par Collet, 1935)

Suivant cette interprétation, la région de Cogne permettait d'examiner la partie rétroplissée de la nappe du Grand Saint-Bernard (pli du Valsavarenche), le dôme du Grand Paradis (antiforme replissant le pli couché de la nappe du Mont-Rose, pli couché dont la charnière elle-même restait invisible, non encore dégagée par l'érosion), et enfin une "digitation" de la nappe de la Dent-Blanche, à savoir la nappe de l'Emilius. Les couvertures mésozoïques de ces socles antéalpains, intensément plissées, constituent les masses de schistes lustrés entre les socles antéalpains.

Vers le sud, le massif Dora-Maira est interprété par Argand (1911, p. 20-22) d'une manière homologue au Mont Rose et au Grand Paradis, quoique avec quelques réserves²³: *"Je n'ai passé que 70 jours dans le massif Dora-Maira, et ne puis prétendre le connaître mieux que les savants distingués qui en ont levé la carte"*. Ceci étant, l'opinion d'Argand n'en est que plus nette, et son attention est retenue par deux questions.

1. La première touche à la position structurale des micaschistes graphiteux de Pinerolo. *"Rien ne me paraît s'opposer à ce que le complexe supérieur de ce massif [essentiellement constitué de gneiss oeillés], celui qui surmonte la "zone graphitique" de Pinerolo et de Giavenno²⁴, ne soit en recouvrement sur cette dernière qu'on considère, avec une probabilité raisonnable, comme principalement carbonifère. L'existence de passages graduels au contact supérieur de la zone graphitique montre seulement qu'on a affaire à un pli couché ordinaire, à flanc renversé incomplètement supprimé. Je crois que ce pli couché appartient à la nappe V..."*

2. La seconde tient à l'interprétation des lames de schistes lustrés que les géologues italiens avaient carté au sein des gneiss. S'opposant à M. Bertrand, sans le dire explicitement, c'est-à-dire à l'interprétation suivant laquelle ces lames démontrent que les plis affectant le contact gneiss – schistes lustrés sont déversés vers l'est, Argand au contraire insiste sur leur géométrie. La "fermeture" de ces lames vers l'ouest démontre qu'il s'agit de synclinaux à déversement ouest, ce qui est compatible avec l'hypothèse d'une structure en vastes plis couchés.

Autochtonistes...

Dès le début de leurs travaux, les géologues italiens envisagèrent le massif Dora-Maira comme étant autochtone. Nous avons vu qu'ils étaient éventuellement prêt à admettre une séquence Carbonifère (micaschistes de Pinerolo) – Permien (gneiss oeillés et micaschistes) – Trias moyen-supérieur (calcaires dolomitiques) – Rhétien (faciès carbonatés) et enfin Lias ("schistes lustrés"). Leurs propres découvertes paléontologiques donnaient un appui

considérable à cette vue. Cette conception pouvait le cas échéant s'accommoder du modèle argandien, dans la mesure où les schistes lustrés faisaient partie du flanc normal de la nappe V.

Malgré cela, le schéma argandien ne fut guère accepté par les géologues italiens. En témoigne une savoureuse lettre de M. Lugeon²⁵, après réception de l'ouvrage "*Le Alpi occidentali*" de **Federico Sacco** (xxxx-1948), ouvrage qui parut en 1913. Dans sa coupe générale des Alpes du Jura au Grand Paradis, Sacco a clairement exprimé les vues autochtonistes. D'où la réponse acerbe de M. Lugeon, à qui l'ouvrage a été transmis par E. Argand: "*Vous niez l'évidence, c'est-à-dire les phénomènes des nappes... Vos coupes sont la violation pure de la géométrie la plus élémentaire.*" Et la lettre se termine avec cette injonction fameuse: "*Je suis un géofantaisiste... J'aime mieux être considéré en science comme folâtre plutôt que comme conservateur, d'un musée ou plutôt d'une nécropole d'idées.*"

Au-delà des anathèmes, les géologues italiens discutèrent la proposition d'une "Nappe des Schistes Lustrés", dont P. Termier et W. Kilian se faisaient les champions. Rappelons tout d'abord que ni M. Bertrand ni E. Argand n'étaient partisans du caractère allochtone des schistes lustrés, lesquels étaient pour eux un faciès particulier de la couverture mésozoïque des socles antéalpins. La controverse quant à l'existence de cette nappe prit un ton acerbe lorsque Termier et Kilian (1920) proposèrent une synthèse "*sur l'âge des Schistes Lustrés dans les Alpes occidentales*". Selon ces auteurs, dont le renom était alors considérable, les Schistes Lustrés sont une formation métamorphique en contact anormal avec un substratum "*de hasard*": en dépit de l'apparente concordance (des foliations) entre les Schistes Lustrés et leur substratum, celui-ci appartenait à des formations non métamorphiques d'âge varié. Une telle situation, le métamorphisme procédant toujours *per ascensum*, impliquait que les Schistes Lustrés aient été charriés sur leur substratum²⁶. De ce fait, pour déterminer l'âge des Schistes Lustrés:

- il fallait observer une transition entre des formations sédimentaires non métamorphiques et fossilifères et les séries métamorphiques azoïques en dérivant;
- on ne pouvait déduire l'âge des schistes lustrés (par définition métamorphiques et azoïques!) de celui de leur substratum non métamorphique et fossilifère !

C'était là clairement remettre en cause les observations et interprétations de Franchi (1898) en val Grana, en sous-entendant (i) que les séquences paléontologiquement datées par cet auteur sont non métamorphiques, et (ii) que les schistes lustrés, métamorphiques, qui sont superposés à ces séquences fossilifères sont charriés. Il va sans dire que Franchi (1925) réagit vivement en (i) rappelant l'ensemble des localités fossilifères, toutes écartées de leur

raisonnement par Kilian et Termier, et donc ignorées dans leur note, (ii) dessinant et analysant les coupes du val Grana et Maira, pour montrer la concordance des calcschistes au-dessus du Trias et du Rhétien paléontologiquement datés, et enfin (iii) affirmant le caractère métamorphique des séquences fossilifères.

La controverse devenant âpre (et publique !), il fut décidé d'une excursion commune (à laquelle participèrent Franchi, Termier, Kilian et Raguin²⁷, qui eût lieu en août 1925 et dont rendent compte indépendamment Termier (1925)²⁸ et Franchi (1926). Aux dires de Termier, l'accord se fit sur le fait que, sur le pourtour du massif Dora-Maira, les séquences datées par Franchi étaient bel et bien métamorphiques, et représentaient bien la base des schistes lustrés. Termier indique: *"Entre ce Trias et les Schistes Lustrés, il n'y a pas eu de déplacement tangentiel appréciable"*, pour ajouter aussitôt que tel n'est pas le cas sur le bord occidental des schistes lustrés, où *"ils sont en nappe sur un pays briançonnais qui est lui-même une autre nappe, et dont les terrains secondaires, dans la région que je viens de définir [de la Haute Ubaye à Bardonnechia] ne sont pas métamorphiques"*. Au final, ces découvertes accréditèrent l'idée suivant laquelle: *"Les Schistes Lustrés sont une série compréhensive dont les limites ne sont pas partout les mêmes: qui commence parfois au Trias moyen, d'autres fois au Rhétien; qui embrasse le Lias, l'Oolite [le Dogger], le Crétacé; qui contient même, dans certaines régions, tout en haut, un étage d'âge nummulitique [= Paléogène]"* (Termier, 1925).

Selon Termier (1925, p. 853-854), le refus de l'allochtonisme par Franchi et ses collègues s'expliquerait ainsi: *"Ce qui a rendu si réfractaires à l'idée des grands charriages nos amis du R. Ufficio geologico d'Italia, c'est l'apparente tranquillité des grands dômes de gneiss, Grand Paradis, massif d'Ambin, massif Dora-Maira, vastes coupoles surgissant de dessous les Schistes Lustrés et donnant l'impression de l'absolue stabilité, de l'immuable autochtonie. Pour avoir l'idée d'interpréter ces dômes comme des plis couchés à tête plongeante, il a fallu venir du Mont-Rose, découvrir la nappe de la Dent-Blanche, observer le pli en retour des Mischabel et l'identifier avec celui de Valsavarenche, remarquer enfin que, sous la coupole de gneiss du massif Dora – Maira, se montrent des terrains graphitiques où le métamorphisme est moindre."* Et, conclut Termier: *"Tout cela est l'oeuvre d'Emile Argand et l'on n'en fera jamais assez l'éloge."* Quoi qu'il en soit, les italiens persisteront dans l'autochtonisme. Ainsi Franchi (1929) tente-t-il de démontrer l'inexistence des nappes IV et V. Novarese ajoute (1929, p. 175): *"Les faits qui, ailleurs, ont donné naissance à la théorie, manquent dans les Alpes italiennes ou n'y ont pas la même évidence, de sorte que tout ce qu'on y observe peut être expliqué sans recourir à des hypothèses aussi grandioses."*

Si Dora-Maira a tant retenu l'attention, qu'en est-il du Grand Paradis? Il convient de souligner qu'aucun fossile n'a jamais été observé dans les marbres dolomitiques ou les calcschistes aux environs du Grand Paradis (ou du Mont Rose), où l'on raisonne donc seulement par analogie. Tout au plus connaît-on au S de Villeneuve, des *Encrines* dans des marbres (Franchi, 1900) attribués à la couverture (mésozoïque) du flanc normal du pli du Valsavarenche.

... et allochtonistes.

Le cadre argandien, d'une grande force, reçut le soutien enthousiaste de certains géologues, tels les français P. Termier, W. Kilian, E. Haug, **Maurice Gignoux** (1881-1955)²⁹, **Léon Moret** (1890-1972)³⁰, de l'allemand **Rudolf Staub** (1890-1961)³¹ ou encore du suisse **Léon Collet** (1880-1957). Ce dernier écrivit un petit livre *The structure of the Alps*, empruntant nombre d'illustrations aux ouvrages d'Argand. Ce livre fit beaucoup pour populariser les idées argandiennes, comme dans une moindre mesure le livre de Heritsch *The nappe theory in the Alps* (Figure 2.6).

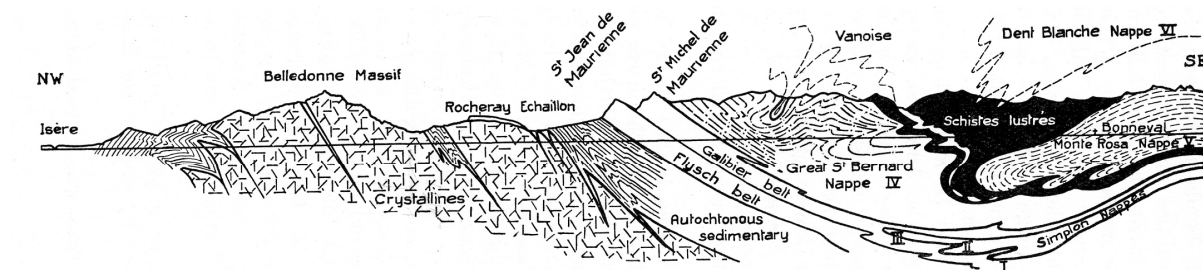


FIG. 56.—Section across the French Alps, from the Belledonne Massif to the Vanoise. After L. Moret.

Figure 2.6. Coupe schématique des nappes alpines sur la transversale du Grand Paradis selon L. Moret (reproduit par Collet, 1935). On notera (i) l'allure en éventail du Grand Saint Bernard (nappe IV), (ii) l'interprétation en pli anticlinal couché du Grand Paradis (nappe V) et (iii) la présence de témoins de la nappe de la Dent Blanche (nappe VI). A la bordure occidentale du Grand Paradis, les plis déversés vers l'est de M. Bertrand ont disparu, le Grand Paradis étant interprété comme un pli pennique.

S'il est une figure désormais quelque peu ignorée des géologues alpins, c'est bien celle de **Frédéric-Wladimir (Federico) Hermann** (1888-1962)³². A la suite d'une excursion en 1908 avec M. Lugeon et E. Argand, F. Hermann décide d'entreprendre à ses frais la cartographie géologique de la région entre val d'Anniviers et val de Tourtemagne, et soutint sur ce sujet sa thèse à Lyon en 1913³³. Après la 1^{ère} guerre mondiale, pendant laquelle il servit de liaison entre les armées italienne et française, ce géologue a poursuivi ses travaux, sans jamais toutefois occuper une quelconque position institutionnelle. Ayant adopté les vues d'Argand et des argandiens (Kilian, Termier, ...), il se consacra à l'étude des zones internes

des Alpes nord-occidentales, dans un vaste secteur s'étendant du val de Suse (partie nord de Dora-Maira, Ambin) au Simplon. F. Hermann produisit d'admirables coupes synthétiques de la géologie du val d'Aoste (Hermann, 1928), et une carte de synthèse des Alpes occidentales (Hermann, 1938). Il se lia d'amitié avec E. Raguin, **Giorgio Dal Piaz** (1872-1962) et surtout son fils **Giambattista Dal Piaz** (1904-1995), lequel avait levé une carte géologique au 1/25000 de la région de la Grivola, entre Valsavarenche et vallée de Cogne (Dal Piaz, 1928).

Nul doute pour Hermann (1928) que le Grand Saint Bernard appartienne à la nappe IV, le Grand Paradis à la nappe V et l'Emilius à la nappe VI. Ces nappes étaient accidentées de « digitations » (Figure 2.7): « *Alla superficie di questo ricoprimento [le recouvrement V, c'est-à-dire le Grand Paradis] si notano le digitazioni di Valnontey – Val d'Inferno – Leviona e la loro continuazione nella digitazione del Nivolet.* » En argandien orthodoxe, Hermann insiste sur le cylindrisme de ces digitations : « *Questo fenomeno tectonico corrisponde, con una somiglianza veramente singolare, alla digitazione del Gornergrat nelle zona del M. Rosa. Esso ha, dall'altro lato, una forte analogia con le digitazioni della bassa Valle di Susa, nella parte del massiccio Dora-Maira situata a N della Dora Ripaira.* » L'interprétation cinématique de ces structures reste également argandienne : « *Tutto cio è una evidente conseguenza di fasi finali dello schiacciamento verso l'avanti, di fasi di scorrimenti del ricoprimento VI sovrastante, avvenute dopo che le parti profonde di questo ricoprimento VI erano già arrestate dal ricoprimento anteriore. Si hanno persino (Valnontey) inizi di pieghe retroflesse, caratteristiche di queste situazioni meccaniche.* »

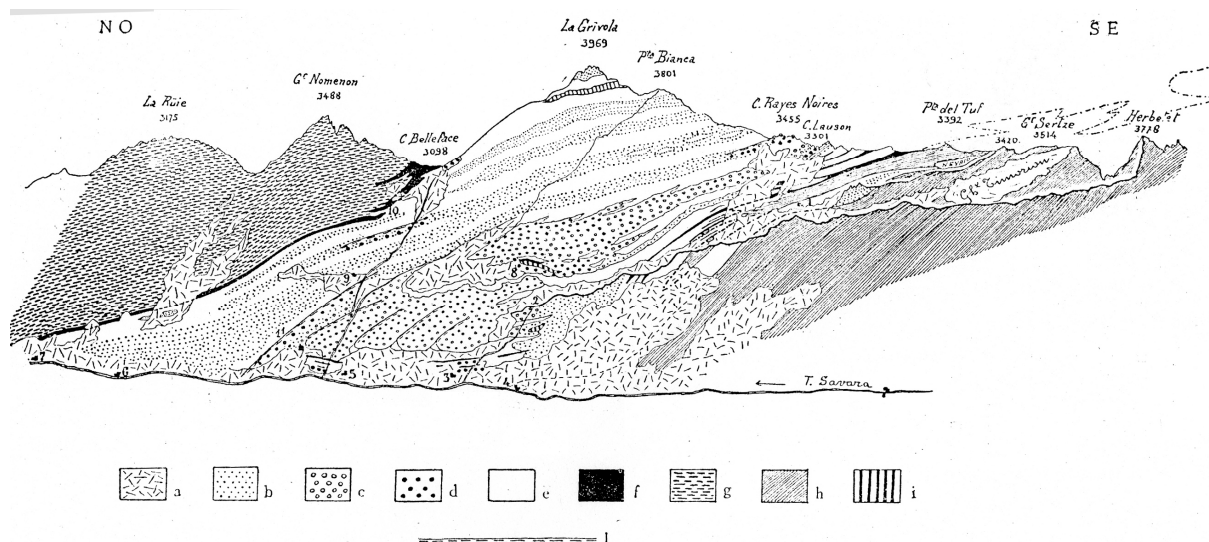


Fig. 4. — Stereogramma geotettonico del versante occidentale della catena Monte Herbetet - Monte Ruie. Scala 1:50.000.

Spiegazione dei segni convenzionali: a) quaternario; b) prasinità; c) anfiboliti glaucofaniche; d) serpentine; e) calcescisti (Lias orogeno p. p.); f) calcari e dolomie (Trias neritico); g) pretriasico del ricoprimento IV (Gran S. Bernardo); h) pretriasico del ricoprimento V (Gran Paradiso); i) scaglie pretriasiche del ricoprimento VI (Dent Blanche o *nappe des schistes lustrés*); l) piani di scorrimento.

Spiegazione dei numeri: 1. Levionia superiore; 2. Levionia inferiore; 3. Tignet; 4. Bien; 5. Dégioz; 6. Rovenaud; 7. Rioula; 8. La Tour; 9. Bocconère superiore; 10. Punto trigonometrico q. 2815, della tavoletta al 25.000 Gr. Paradiso N. O. (I. G. M.).

(da Gb. DAL PIAZ, *Sulla geologia del gruppo della Grivola*, "R. Acc. Lincei", 13 febbraio 1928; riproduzione gentilmente concessa dalla R. Accademia dei Lincei).

Figure 2.7. Panorama de la rive gauche du Valsavarenche, c'est-à-dire de l'arête Valsavarenche-Valnontey selon Gb Dal Piaz (1928), tel qu'il fut intégré dans ses coupes globales par Hermann (1928). On notera, sur l'arête au premier plan, l'existence d'une lame de calcschistes (e) au sein des gneiss du Grand Paradis (h). Cette lame isole une "digitation" de la nappe du Grand Paradis.

En quelques cas, Hermann s'écartera cependant de l'orthodoxie argandienne. En premier lieu, il adopta la « nappe des schistes lustrés » telle que la concevait Termier, en étendant l'extension géographique de cette nappe bien au-delà des secteurs où Termier l'avait définie. En second lieu, de nombreuses intercalations de gneiss au sein des schistes lustrés furent considérés par Hermann comme des "digitations" de la nappe VI (c'est-à-dire comme du matériel autoalpin). Tel était le cas, par exemple, des gneiss de la Becca di Toss, sur l'arête Valsavarenche-Valgrisenche (Hermann, 1929-30). Si, comme nous le verrons ultérieurement, la première proposition est encore valide, la seconde n'a plus cours (Dal Piaz, 1965).

Les gneiss du Grand Paradis: un socle polymétamorphique

A l'aube des années 1950, les pétrographes s'intéressèrent à l'évolution des zones internes des Alpes. Leurs conceptions divergèrent largement, de sorte que deux écoles s'affrontèrent.

La première école, suisse, était représentée par **Peter Bearth** (1902-1989)³⁴ dont les travaux concernaient le Mont Rose, unanimement considéré comme l'équivalent du Grand Paradis. Durant ses recherches, Bearth (1952) distingua deux ensembles lithologiques

majeurs: des schistes prégranitiques, dans lesquels les minéraux (biotite, cordiérite, sillimanite) témoignent d'un métamorphisme dans le faciès des amphibolites et (ii) des granites et des aplites, en contact intrusif au sein de ces schistes. Les relations initiales entre ces roches sont préservées en plusieurs localités, dans lesquelles des filons aplitiques recoupent le litage et la foliation à biotite – sillimanite. Des cornéennes sont localement préservées au contact de granites. Postérieurement aux intrusions granitiques (que Bearth supposa être hercyniennes) s'est développé la déformation et le métamorphisme alpin (postgranitique), durant lequel les granites sont orthogneissifiés. Des schistes à chlorite et albite se développent aux dépens des gneiss pré-granitiques. Par la suite, les travaux de **Giorgio Vittorio Dal Piaz** (le fils de Giambatista Dal Piaz), sur le versant méridional du Mont-Rose, devaient faire largement écho aux vues de P. Bearth. Dal Piaz (1966) reconnut également le caractère intrusif des granites et aplites, en illustrant de beaux exemples que l'orogénèse alpine transforma en orthogneiss.

A cette école suisse s'opposa **Robert Michel**, un clermontois qui fut l'élève de Jean Jung, et était naturellement fortement influencé par les idées alors dominantes dans la communauté française, théories selon lesquelles les séries métamorphiques se divisent en deux groupes. Dans le premier ("ectinites"), la métasomatose a joué un rôle négligeable alors que dans le second ("migmatites"), le rôle de la métasomatose a été prépondérant. Au sein des migmatites existe la zone des embréchites, roches foliées, puis la zone des anatexites, où la foliation tend à disparaître, et enfin, les roches devenant grenues, isotopes, la "zone des granites d'anatexie fondamentaux". Cette théorie fut appliquée par Michel (1953) au Grand Paradis (et à la zone Sesia-Lanzo), travail dont la lecture est aujourd'hui malaisée, pour ne pas dire impossible, tant nos conceptions ont évolué. Sur ces bases théoriques, l'auteur distingua (Figure 2.8):

- le groupe du granite d'anatexie fondamental des Sculari de Ceresole, n'affleurant qu'au coeur du Grand Paradis;
- le groupe des migmatites du Grand Paradis, essentiellement constitué d'embréchites oeillées (entendez par là de gneiss oeillés), constituant l'essentiel de la coupole du Grand Paradis mais contenant localement du "granite porphyroïde d'anatexie locale";
- le groupe des gneiss minuti de Sparone (du nom d'une localité située dans la vallée de l'Orco, en bordure externe de la zone Sesia-Lanzo), essentiellement présent à la périphérie de la coupole du Grand Paradis.

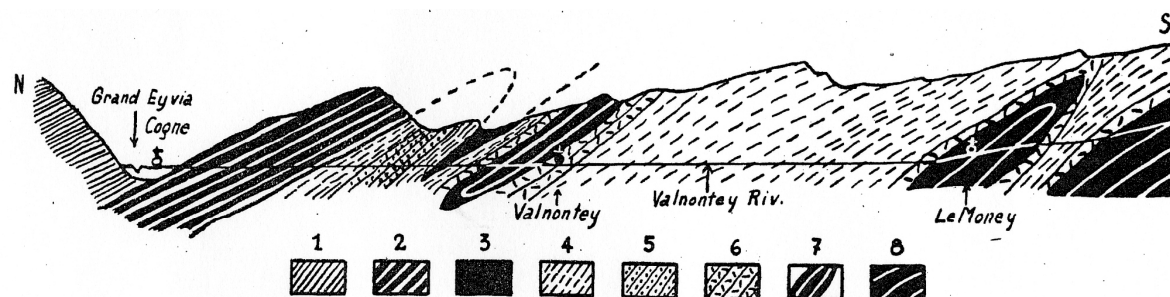


FIG. 32. — COUPE GÉOLOGIQUE LE LONG DE LA RIVE DROITE DE LA VALLÉE DE VALNONTÉY
(Longueur de la coupe: 10 km).

Série des Schistes lustrés	{	1. Calcschistes	
		2. Prasinites	
		3. Trias	
Série Grand Paradis - Sesia-Lanzo	{	4. Gneiss albitiques de Pessinetto	{ Groupe des gneiss minuti de Sparone
		5. Embréchites albitiques de Fornello	
		6. Gneiss minuti à faciès de Bonneval	
		7. Embréchites ocellées en gisement stratoïde	{ Groupe des migmatites
		8. Embréchites ocellées du Grand Paradis	

Figure 2.8. Coupe du Valnontey (Michel, 1953). Selon les termes de l'auteur (p. 160), *"le passage entre les migmatites et les ectinites s'effectue ici par variation latérale des faciès"*.

Sans doute largement inspiré par les travaux de P. Bearth dans le Mont Rose, les italiens critiquèrent vivement le mémoire de R. Michel sur le Grand Paradis (Bianchi et Dal Piaz, 1959). Dans le vallon de Piantonetto, en val d'Orco, le caractère intrusif de granitoïdes non déformés était clairement observable: présence de brèches magmatiques, caractère discordant du contact entre le granitoïde et son encaissant, filons apliques à caractère sécant sur les structures dans l'encaissant. Dans quelques cas subsistaient dans les paragneiss à leur contact des reliques de métamorphisme ... de contact ! (Callegari et al., 1969; Compagnoni et Prato, 1969). Ces granitoïdes isotropes se transformaient progressivement en orthogneiss ocellés. Exit donc les idées de Michel, appui à celle de Bearth.

Pourquoi l'inventeur du mot subduction fit-il la carte géologique du Grand Paradis.

D'André Amstutz (1901-1981)³⁵, genevois autodidacte et hétérodoxe, l'histoire a retenu qu'il inventa le mot subduction³⁶, dans le sens de "sous-charriage continental". Ce genevois autodidacte s'est intéressé à la région de Cogné, avec pertinence, parce qu'elle est située au cœur des unités majeures des zones internes : Grand Saint-Bernard (= Valsavarenche), Mont Rose (= Grand Paradis) et Dent-Blanche (= Emilius). La carte d'André Amstutz (Amstutz, 1962) représente toute la région de Cogné au 1/25000, mais ne montre, en ce qui concerne le Grand Paradis, que sa bordure septentrionale, du Valsavarenche au vallon de Bardoney.

La lecture des travaux d'A. Amstutz doit de nos jours faire abstraction de ses interprétations. En effet, Amstutz professe deux théories qui nous semblent aujourd'hui insoutenables.

1. Pour cet auteur, le Grand Paradis est constitué de deux ensembles, à savoir (i) des migmatites hercyniennes, développées aux dépens de sédiments dévonien, puis diaphorisées (= métamorphosées) durant l'orogénèse alpine, et (ii) une couverture permo-carbonifère, où dominent les faciès volcaniques et volcano-sédimentaires. Cette conception nous paraît étrange, dans la mesure où les "migmatites" correspondent cartographiquement aux orthogneiss ocellés, et la "couverture permo-carbonifère" aux paragneiss et micaschistes. En clair, A. Amstutz ignore l'apport des travaux de P. Bearth, selon lesquels les protolithes des orthogneiss ocellés sont plus jeunes que ceux des paragneiss et micaschistes.

2. L'histoire tectonique de la région de Cogne (et au-delà celle des Alpes occidentales) serait, suivant A. Amstutz, caractérisée par un déversement précoce des unités Saint-Bernard au dessus des unités Mont-Rose (c'est-à-dire un charriage du Valsavarenche sur le Grand Paradis), puis un déversement de la nappe Dent-Blanche sur l'ensemble précédent. En cela, Amstutz s'écarte radicalement des idées alors dominantes, à savoir celles d'Argand. Et Amstutz persistera dans ses idées jusqu'en 1978, tentant même de montrer l'inanité de la tectonique des plaques !

Deux défenses de l'allochtonie du Grand Paradis

A. Amstutz, comme d'ailleurs R. Michel, étaient essentiellement autochtonistes. L'allochtonie du Grand Paradis fut cependant défendue par deux géologues.

François Ellenberger (1915-2000)³⁷, dont nous savons la passion pour l'histoire de sa discipline (Ellenberger, 1988 et 1994), fut également un maître vénéré de la géologie alpine, son travail sur la Vanoise étant considéré comme un monument de précision (Ellenberger, 1958). Ce travail eut un grand retentissement, Ellenberger établissant définitivement quatre conclusions:

- le socle paléozoïque de la Vanoise supporte une couverture mésozoïque dont les termes paléontologiquement caractérisés vont du Trias à l'Eocène³⁸;
- cette couverture mésozoïque est en général décollée de son substratum anté-alpin, lequel a pu être recouvert par d'autres unités de couverture mésozoïque ("*substitution de couverture*")³⁹;
- les reliques de couverture mésozoïque de la Vanoise et du Grand Saint Bernard (série du Barrhorn⁴⁰) sont identiques à celles du Briançonnais dans sa région type, ou encore à celles des Préalpes médianes rigides, démontrant (i) l'unité du domaine Briançonnais – Grand Saint-

Bernard, et (ii) que les Préalpes médianes rigides représentent la couverture décollée du domaine briançonnais (Ellenberger, 1953);

- les "schistes lustrés", et ceci quelles que soient les hypothèses potentielles sur leur âge et leur substratum, sont, en Vanoise, nécessairement allochtones, puisqu'ils reposent subhorizontalement au-dessus de tous les termes stratigraphiques des formations paléozoïques et mésozoïques (klippes du Mont Jovet, de la Sana et de la Grande Sassièrre de la nappe des schistes lustrés).

A rebours, ces conclusions imposent quelques contraintes quant à l'histoire du Grand Paradis. Esquissées dans les conclusions de sa thèse (Ellenberger, 1958), ces contraintes sont explicitées dans deux notes postérieures (Ellenberger, 1960-1963 et 1964). Après une pertinente critique du modèle argandien des "plis penniques" (*"la puissance obsédante de contagion des modèles"*), Ellenberger propose lui-même un autre modèle (Figure 2.9): *"Rien dans la nature propre du dôme du Grand Paradis ne permet certes, en toute rigueur, de contester son autochtonie apparente; mais la considération des couvertures sédimentaires [en Vanoise] nous a contraint (1958, 1960-1963) de la remettre en cause, en imaginant cependant un tout autre style qu'Argand. En effet la couverture mésozoïque propre de la Vanoise, y compris de son bord interne, a été longuement traînée en écailles après érosion, en discordance totale sur le socle primaire; et par dessus il est encore venu un vaste paquet (10 à 11 km de largeur) d'origine plus interne, la série ou nappe de la Grande Motte⁴¹. L'ensemble du traînage serait de plusieurs dizaines de kilomètres. Où est la patrie, nous dirons plutôt la souche, des deux séries en question? Bien des arguments s'opposent à les faire venir du dos du Grand Paradis; il nous paraît plus simple de les décoller de sous ce dernier; cela implique un rapprochement horizontal important des deux socles actuellement visibles, au surplus radicalement dissemblables. Ce resserrement est le plus commodément obtenu par un charriage cisaillant précoce, sous faible surcharge; l'écaillage en marche a pu aider au froncement et au décollement des séries de Vanoise. Plus tard, sous l'effet du serrage différentiel accru affectant tout l'édifice des nappes, le bord interne libre de la Vanoise est remonté en écailles de rétro-charriage sur le front, lui-même écaillé, du Grand Paradis, en redressant et en renversant en surface la cicatrice; le dôme a accentué son bombement, sans s'inquiéter aucunement des contacts anormaux pouvant exister dans sa masse, tandis que progressait à l'intérieur le métamorphisme alpin; un stade de plus, et le tout fut devenu tardivement rhéomorphe⁴²."*

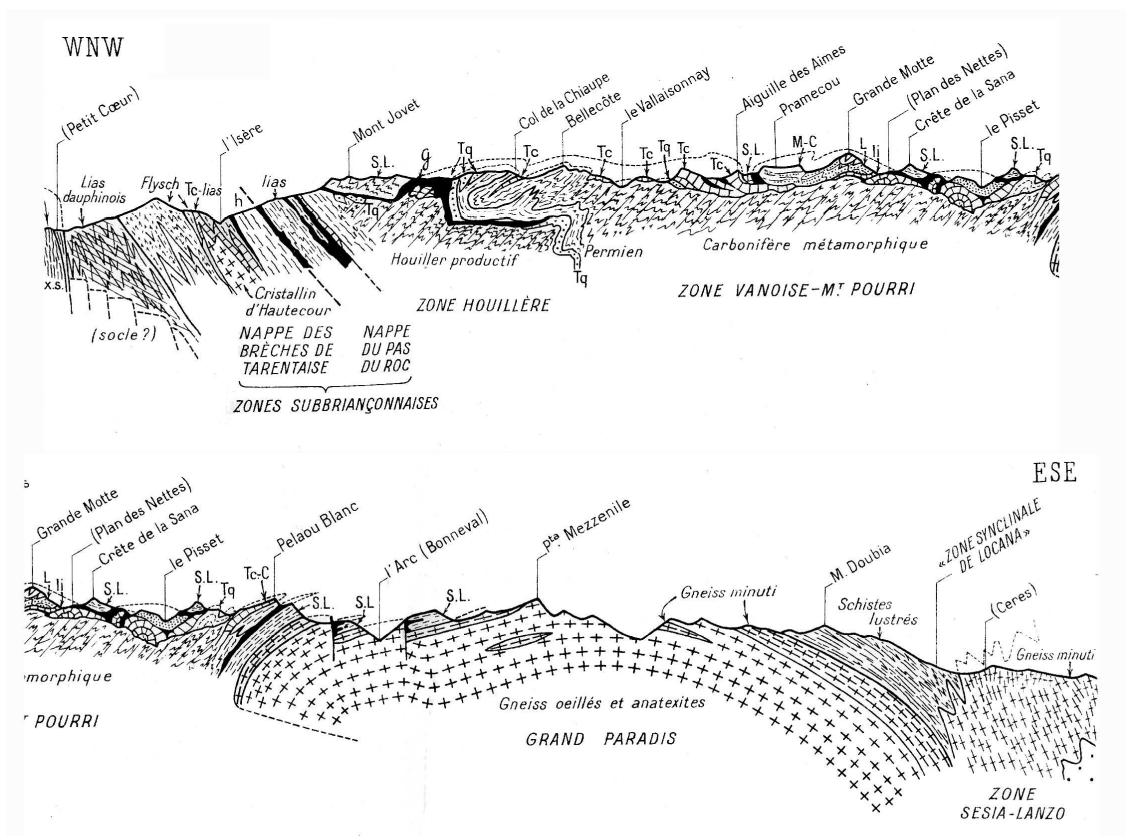


Figure 2.9. Coupe synthétique des zones internes des Alpes occidentales de la Vanoise au Grand Paradis (Ellenberger, 1958). Cette coupe montre (i) le chevauchement de la zone vanoise-Mont Pourri sur la zone houillère, (ii) le décollement de la couverture mésozoïque par rapport à son substratum, (iii) l'indépendance des "schistes lustrés" par rapport à leur substratum, justifiant le concept de "nappe des schistes lustrés", (iv) le dôme du Grand Paradis, dont la foliation est cisailée à la base, et (v) la terminaison synclinale des schistes lustrés à Locana (l'océan ne s'enracine pas entre Grand Paradis et Sesia!).

Giulio Elter (1922-1999)⁴³, natif de Cogne et résidant à Cogne plusieurs mois l'été, avait une grande connaissance de sa vallée et, ajouterons-nous, un grand amour pour cette vallée. Sans doute doit-on y voir de multiples raisons: son père **Franz Elter** (1893-1959)⁴⁴ fut ingénieur à la mine de fer de Cogne, un établissement industriel qui dominait la vie de la vallée et inclinait à mieux en comprendre l'histoire géologique (Elter, 1960). Au-delà, Giulio Elter et son frère, Piero Elter, dont les travaux sur les Apennins font autorité, connaissaient l'ensemble des problèmes des Alpes occidentales et des Apennins (Elter et al., 1966).

En faveur de l'allochtonie du Grand Paradis, Elter souligne (i) les analogies lithologiques entre Mont Rose et Grand Paradis (et non entre Mont Rose et Valsavarenche), (ii) l'existence de l'unité d'Arceza-Brusson, également constituée de gneiss ocellés, et apparaissant au sud d'une faille tardive, qui suggère l'existence d'une continuité, en profondeur, entre Mont Rose et Grand Paradis, (iii) la réalité de l'antiforme de Vanzone, dans

lequel les roches vertes de la zone d'Antrona apparaissent bel et bien sous le Mont Rose, dont ils démontrent l'allochtonie. A partir de là, une géométrie et une cinématique établies sur la transversale du Mont Rose ne peuvent pas, sans forte contrainte, être ignorées sur la transversale du Grand Paradis. En d'autres termes, admettre que le pli des Mischabel est un pli en retour du au mouvement vers l'ouest du Mont Rose oblige à admettre la même hypothèse dans le cas du couple Valsavarenche – Grand Paradis.

Une démonstration de l'allochtonie des "schistes lustrés"

Trois sources de données⁴⁵ contribuèrent à éclaircir, puis démontrer, l'allochtonie des "schistes lustrés".

1. La première source concerne l'**Apennin**, où des formations sédimentaires non métamorphiques reposent en contact stratigraphique sur des coulées de laves en coussins, des gabbros et des péridotites (serpentinisées). Ces séquences sédimentaires comprennent de bas en haut (par ex. Elter et al., 1966; Decandia et Elter, 1972):

- des jaspes rouges et verts, parfois manganésifères, où les Radiolaires indiquent pour les parties basales un âge Bathonien sup./Callovien inf., les séquences se poursuivant à l'Oxfordien et parfois jusqu'à la fin du Malm (Kimméridgien-Tithonien) (Marcucci et Conti, 1995);

- des calcaires blancs, gris ou roses, souvent à silex, que les Calpionelles permettent d'attribuer au Berriasien (Andri et Fanucci, 1973);

- les "argiles à palombini", argiloschistes sombres à intercalations de bancs calcaires siliceux (200-300m d'épaisseur).

- les "schistes du Val Lavagna";

- enfin les "grès du Monte Gottero".

2. Dans la **partie méridionale des Alpes occidentales**, il s'avéra que les hypothèses quelque peu contradictoires de Franchi d'une part, Termier et Kilian d'autre part ne résolvaient pas le problème des "schistes lustrés". Le problème devait être posé clairement par Lemoine et Michard (1963), lesquels proposaient de distinguer plusieurs unités au sein des "schistes lustrés", les unités à Trias- Lias paléontologiquement caractérisé étant en contact tectonique avec le socle antéalpin du massif Dora-Maira, et étant surmontées en contact tectonique par les unités de "schistes lustrés et roches vertes". Cette solution s'imposa grâce aux observations suivantes.

D'une part, des découvertes confirmèrent et/ou précisèrent l'âge des formations sédimentaires en question (Norien pour les calcaires dolomitiques, Rhétien pour les calcaires

à lumachelles, Lias pour la base des calcschistes), et ceci aussi bien en val Grana et Maira (Sturani, 1961; Ellenberger et al., 1964; Michard, 1967) qu'à la bordure externe des schistes lustrés (Pussenot, 1930).

D'autre part, l'identification de critères de polarité dans les coulées de laves en coussins devait montrer que la séquence sédimentaire en repos sur ces laves comprenait, de bas en haut (Lemoine et al., 1970):

- des métacherts rubanés, contenant parfois des Radiolaires (Parona, 1891; Squinabol, 1913; Cayeux, 1929, p. 328-330), dont l'âge Jurassique moy.-sup. est maintenant établi avec précision (de Wever et Caby, 1981; de Wever et al., 1987; de Wever et Baumgartner, 1995; Bill et al., 2001);

- des marbres plus ou moins micacés;

- des schistes noirs à niveaux gréseux.

Cette séquence, tout à fait comparable à celle décrite dans l'Apennin, impliquait que les séquences antérieurement supposées continues, et ceci malgré les hésitations de Michard à propos de la séquence du val Narbona - Monte Plum dans le val Grana (Michard et Sturani, 1964; Michard, 1967), étaient en fait découpées par des contacts anormaux, parallèles à la schistosité (Lemoine, 1971). Si Franchi avait vu juste quant aux parties basales des successions lithologiques au sein des "schistes lustrés", la partie supérieure de ces séquences appartenait bel et bien à une nappe!

3. Dans la **partie septentrionale des Alpes occidentales**, où aucune faune n'a jamais été observée, les observations de terrain aboutissaient à des conclusions identiques. Elter (Elter, 1971) fit ainsi le point sur les « schistes lustrés » de la région de Cogne, distinguant deux types de séquences.

Les premières se sont déposées sur un socle continental et ne sont jamais associées – sinon tectoniquement – à des roches vertes: elles débutent par des marbres dolomitiques, attribués au Trias, et se poursuivent par des calcschistes, probablement liasiques.

Les secondes se sont déposées sur des roches vertes, en contact stratigraphique avec des volcanites (prasinites) mais aussi parfois des gabbros et des serpentinites. Ces séries débutent parfois par des quartzites (métacherts) ou quartzomicaschistes à grenat (attribués, par analogie avec les séquences fossilifères, au Malm), se poursuivent par des marbres micacés puis des calcschistes, une séquence analogue à celle des Apennins.

Elter propose alors un schéma synthétique (Figure 2.10), où la distinction croûte continentale – croûte océanique est d'une grande pertinence. Ce schéma reproduit en particulier la structure particulière de l'océan liguro-piémontais, avec à l'affleurement au fond

de l'océan des ultramafites et des gabbros, partiellement surmontés de coulées de basaltes, et finalement d'une couverture sédimentaire dont les termes inférieurs peuvent reposer directement sur un substratum ultrabasique ou gabbroïque. Une telle structure, nous le comprenons aujourd'hui, résulte du fait que l'océan liguro-piémontais était un océan à faible vitesse d'expansion (1-2 cm/an) (Lagabrielle et Cannat, 1990; Lagabrielle et Lemoine, 1997).

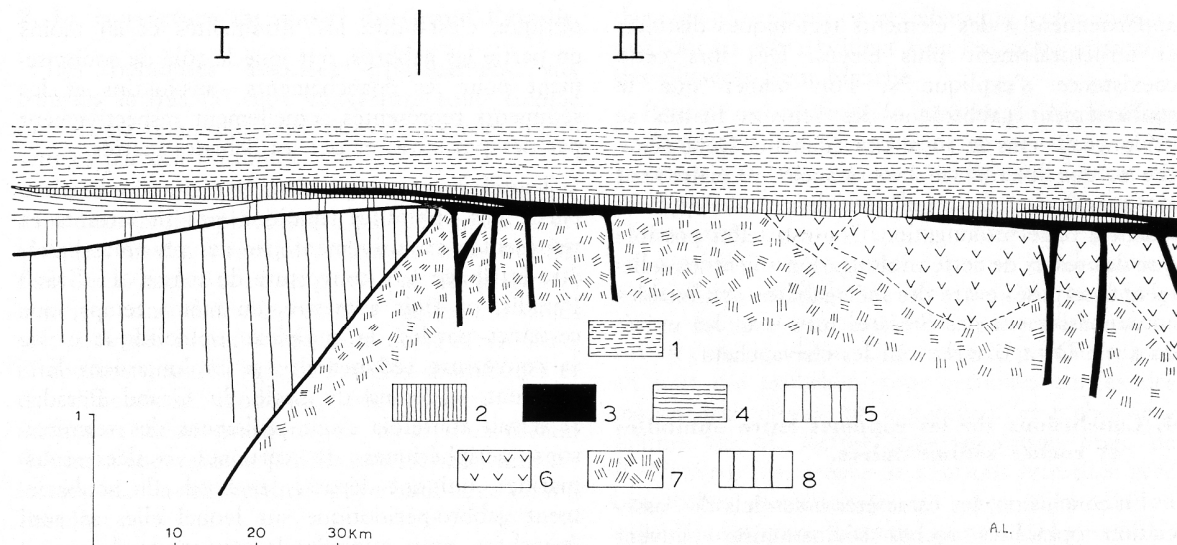


Fig. 5. — Schéma très approximatif des rapports entre les différents constituants de la zone piémontaise.

I, Ensemble A ; II, Ensemble B. 1 et 2, Schistes lustrés ophiolitifères (1, Calcschistes ; 2, Niveaux inférieurs) ; 3, Diabases (prasinites) ; 4, « Schistes lustrés » liasiques ; 5, Trias ; 6, Gabbros ; 7, Ultramafites ; 8, Socle du Grand Paradis.

Figure 2.10. Nature du substratum et séries sédimentaires sus-jacentes (Elter, 1971). Le socle antéalpin du Grand Paradis est recouvert par le Trias carbonaté (5) puis les schistes lustrés liasiques (4). Le substratum ophiolitique comprend des ultrabasites (7), des gabbros (6) et des basaltes (3), sur lesquels sédimentent les métacherts (1) puis les calcschistes (2). Une décennie après les travaux d'Ellenberger, un océan a pris place entre Grand Paradis et Sesia!

Un nouveau paradigme: la tectonique des plaques

A la fin des années 60 et au début des années 70, prit forme le paradigme de la "tectonique des plaques", un épisode majeur de l'histoire des sciences ayant fait l'objet de nombreuses analyses. De ce fait, la question de la signification des roches vertes (ou ophiolites) fut radicalement repensée. De coulées volcaniques sous-marines, les ophiolites devinrent les témoins de la croûte océanique. Il en résulte deux conséquences majeures, dont la validité est toujours actuelle :

- les ophiolites ne représentent pas des coulées volcaniques au sein d'une série mésozoïque s'étant déposée sur le socle continental du Grand Paradis mais sont issues d'un domaine océanique, qui s'est ouvert au Jurassique supérieur;

- les ophiolites représentent des unités distinctes, charriées sur ce socle continental et ses éventuels lambeaux de couverture mésozoïque.

Ecart définitif donc au schéma argandien sur un point majeur : la couverture mésozoïque (du flanc normal du pli couché) du Grand Paradis est réduite à quelques lambeaux, tandis qu'un contact tectonique sépare les unités ophiolitiques (les schistes lustrés et roches vertes) de la couverture mésozoïque du socle antéalpin du Grand Paradis.

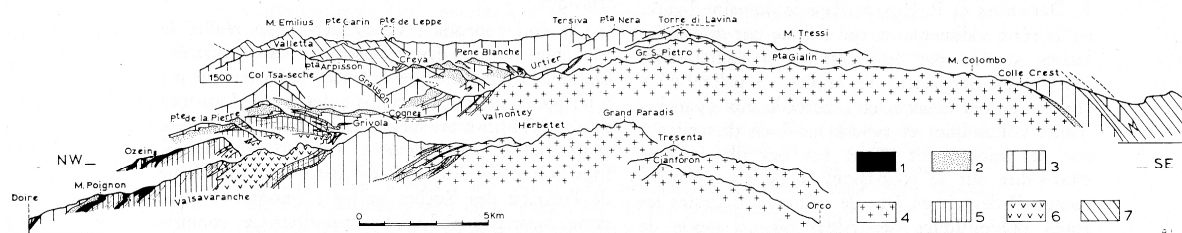


Fig. 1. — Coupes schématiques dans la zone piémontaise entre le Valsavaranche et le Val Soana.

1, Couverture « briançonnaise » du massif du Valsavaranche ; 2 et 3, Zone piémontaise (2, Ensemble A ; 3, Ensemble B) ; 4, Massif du Grand Paradis ; 5 et 6, Massif du Valsavaranche (Permo-Carbonifère et granodiorites) ; 7, Eléments Sesia-Dent Blanche (zone Sesia et lambeau du M. Emilius).

Figure 2.11. Coupes géologiques de la région de Cogne (Elter, 1971).

Une démonstration de l'allochtonie du Grand Paradis.

Si l'argumentation géométrique – et indirecte - d'Argand ne parvient pas à convaincre de l'allochtonie du Grand Paradis, une démonstration directe devrait le cas échéant être basée sur deux critères.

D'une part, un Grand Paradis allochtone devrait chevaucher des unités océaniques, lesquelles occuperaient alors une position identique à celles d'Antrona, sous la nappe du Mont Rose. Des "schistes lustrés et des roches vertes" n'ayant jamais été observés sous les "gneiss centraux" du Grand Paradis, cette méthode ne peut être appliquée.

D'autre part, le Grand Paradis, essentiellement constitué de schistes pré-granitiques et de granitoïdes hercyniens, à l'instar du Mont Rose, pourrait chevaucher des unités permo-carbonifères, identifiables par leur caractère lithologique (faciès conglomératiques et graphiteux) et métamorphique. En effet, la présence de reliques de métamorphisme de haute température / basse à moyenne pression devrait permettre de distinguer au sein des séries paradérivées des roches polymétamorphiques, ayant subies un cycle métamorphique antérieur au cycle alpin, et des roches monométamorphiques, où seul le cycle alpin était enregistré. Sur cette base, R. Compagnoni, G. Elter et B. Lombardo (1974) proposèrent la distinction au sein du massif du Grand Paradis de deux ensembles (Figures 2.12 et 2.14):

- un ensemble inférieur monométagmorphique (orthogneiss de l'Erfault et séries conglomératiques du Money), affleurant en fenêtre en Valnontey et Valeille;

- un ensemble supérieur polymétagmorphique (encaissant paradérivé des gneiss oeilés, ces derniers dérivant d'anciennes intrusions de granitoïdes porphyriques).

Selon cette conception, la série du Money pourrait être l'équivalent de la série de Pinerolo dans le massif Dora-Maira.

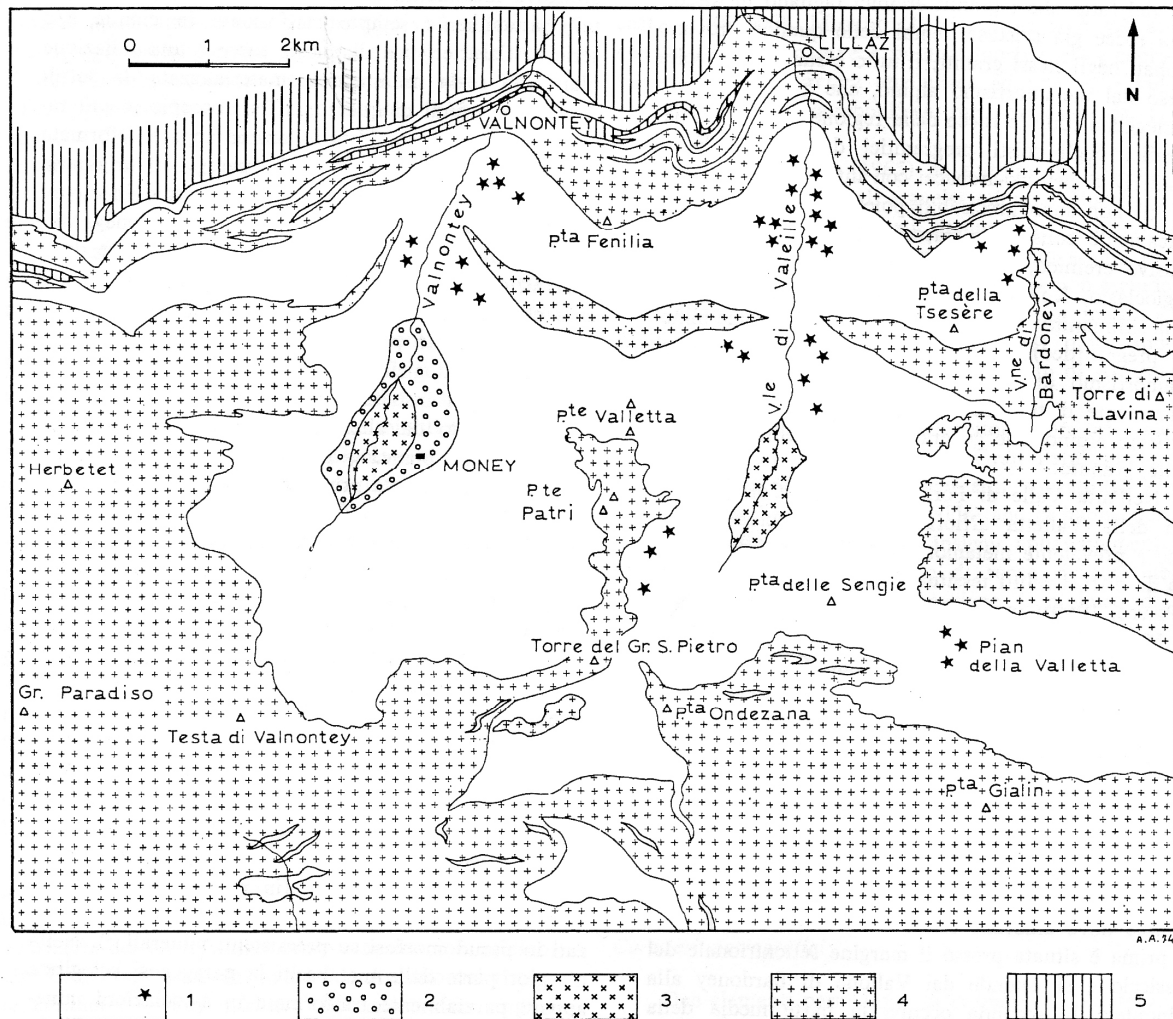


fig. 2 — Schizzo geologico del Massiccio del Gran Paradiso nelle Valli di Cogne

- 1) Complesso polimetamorfico: le stelle indicano la distribuzione dei relitti di paragenesi prealpina.
- 2) Complesso monometamorfico del Money.
- 3) Ortoderivati granitici dell'Erfault.
- 4) Insieme degli « gneiss occhiadini ».
- 5) Copertura mesozoica del Massiccio del Gran Paradiso (Trias e calcescisti liassici), e calcescisti con ofioliti.

Figure 2.12. Carte schématique du massif du Grand Paradis (Compagnoni et al., 1974)

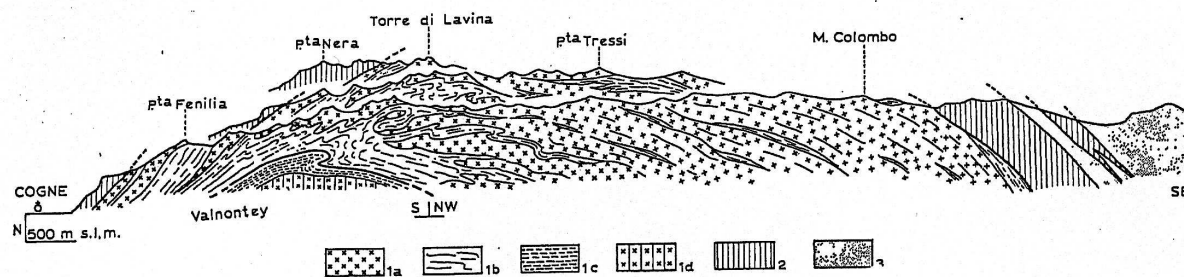


fig. 4 — Profilo schematico attraverso il Massiccio del Gran Paradiso

- 1) Massiccio del Gran Paradiso: a) Insieme degli « gneiss occhiadini »; b) Complesso polimetamorfico (« gneiss minuti » p.p.); c) Complesso monometamorfico del Money (« gneiss minuti » p.p.); d) Ortoderivati granitici dell'Erfaultet.
- 2) Copertura mesozoica del Massiccio del Gran Paradiso; calcescisti con ofioliti.
- 3) Zona Sesia-Lanzo.

Figure 2.13. Coupe schématique du massif du Grand Paradis (Compagnoni et al, 1974)

Ces travaux établirent donc définitivement que le massif du Grand Paradis: (i) apparaît en fenêtre sous les unités océaniques, (ii) est un fragment de croûte continentale, essentiellement constitué par un socle antéalpin (séries prégranitiques et intrusions granitiques), et (iii) comprend, en position structurale inférieure, des unités graphitiques conglomératiques monométamorphiques attribuées au Permo-Carbonifère. De la sorte, il devint possible de dessiner deux types de coupes.

Les premières, d'inspiration argandienne, font du Grand Paradis un vaste pli couché dont la tête plongeante est inconnue. Telle est l'hypothèse retenue par le grenoblois **Jacques Debelmas**, pour lequel la découverte du Permo-Carbonifère du Money confirme l'hypothèse du pli couché (Debelmas et Kerckove, 1980, p. 37; Debelmas, 1986). Les coupes récentes du bâlois **Stefan Schmid** représentent également le Grand Paradis comme un pli couché (Ceriani et Schmid, 2003 ; Schmid et al, 2004 ; Bucher et al. , 2006 et 2004).

Les secondes acceptent l'allochtonie du massif du Grand Paradis, qui est subdivisé en deux unités indépendantes, séparées par un contact tectonique (chevauchement): l'unité du Money à la base, et celle du Grand Paradis au sommet (Ballèvre, 1988). Cette conception sert de base aux cartes de synthèse, telles que la carte au 1/250000 d'Annecy (N°30), parue en 1979, le Structural model of Italy, dont la feuille N°1, au 1/500000, est publiée en 1991, ou encore la carte au 1/1000000 de France, dans sa 6^{ème} édition (parue en 1996).

Le cadre structural ne devait plus changer, malgré quelques progrès mineurs dans la cartographie. Ainsi M. Ballèvre (Ballèvre, 1988) a-t-il levé le vallon de Bardoney ainsi que la rive gauche de la Valeille et G. Pennachioni (Pennachioni, 1988) l'arête Valnontey-Valeille dans un secteur où la marge nord du Grand Paradis est à peine représentée. La synthèse d'Elter (1988), qui représente la totalité de la vallée d'Aoste, est une mise au point de nos

connaissances sur ce secteur des Alpes. Si la carte reflète une grande minutie dans les contours, il faut bien admettre que la lisibilité de cette carte est réduite sur le plan structural : en pays de nappes, aucun chevauchement n'y figure !

Deux subductions océaniques dans les Alpes occidentales?

L'émergence de la tectonique des plaques a également clarifié la signification du métamorphisme dans les Alpes. D'une part, le gradient d'est en ouest, antérieurement noté par Bertrand (1894) et réaffirmé par Termier (1925) à l'appui de leurs conceptions allochtonistes, a été ré-interprété en faveur d'une subduction sous la plaque adriatique (Ernst, 1971 et 1973; Dal Piaz et al., 1972). D'autre part, l'équation

$$\text{métamorphisme à haute pression/basse température} = \text{subduction}$$

a conduit à identifier toutes les reliques d'éclogites avec celle de zones de subduction.

Les domaines océaniques ayant subi un métamorphisme de haute pression sont, dans les Alpes occidentales, au nombre de un ou deux. Tous les auteurs s'accordent sur l'existence d'un océan liguro-piémontais, qui s'ouvrit au Jurassique moyen-supérieur, et dont les zones de Zermatt ou de la Grivola sont, dans le secteur ici discuté, les témoins. La zone du Versoyen pourrait, quant à elle, être le témoin d'un océan valaisan, qui se serait ouvert au Crétacé. Il existe donc une possibilité que la convergence alpine ait impliquée deux subductions successives, la subduction d'un océan liguro-piémontais ayant précédé celle de l'océan valaisan.

A rebond, cette discussion a des implications majeures quant aux coupes possibles sur les transversales du Mont-Rose et du Grand Paradis. En effet, certains auteurs ont proposé que la zone d'Antrona soit un témoin de l'océan valaisan. Dans cette hypothèse, l'ensemble Grand Paradis – Mont Rose aurait fait partie d'un micro-continent, appelé briançonnais, et situé entre l'océan valaisan à l'ouest et l'océan liguro-piémontais à l'est. Les unités océaniques observées au-dessus (Zermatt) et au-dessous (Antrona) du Mont Rose ne seraient donc pas issues du même bassin océanique, et de ce fait l'hypothèse que le Mont Rose, et a fortiori le Grand Paradis, soit un vaste pli couché (replissant le contact anormal entre les unités continentales et océaniques) s'en trouverait singulièrement amoindrie.

La discussion de ce point n'est pas du ressort du travail ici envisagé, mais nous soulignerons, à propos de l'unité du Versoyen:

- que certains au moins des protolithes de cette unité sont, non pas crétacés, mais permien (Schärer et al., 2000);
- que les "ophiolites" du Versoyen seraient le soubassement stratigraphique des séries du Petit Saint-Bernard, paléontologiquement datées du Trias et du Jurassique (Masson, 2002);
- qu'enfin l'âge du métamorphisme de l'unité du Versoyen est inconnu.

Par ailleurs, considérant que les protolithes des ophiolites de la zone d'Antrona seraient âgés d'environ 150-160 Ma (Liatì et al., 2005), c'est-à-dire de même âge que ceux de l'océan liguro-piémontais, l'hypothèse de deux océans ne semble pas devoir résister aux tests.

2. Le Grand Paradis : déformation interne d'une nappe pennique.

Nappes du premier et du second genre

Dès leur découverte, le mécanisme suivant lequel se forment les nappes fit l'objet de discussions. P. Termier (1906) oppose deux mécanismes:

1. *"La nappe peut être un pli, qui a commencé par être à peu près droit, qui s'est ensuite déversé sur un de ses flancs, puis s'est couché jusqu'à l'horizontale et même jusqu'au delà de l'horizontale, en s'allongeant de plus en plus, et en s'éloignant ainsi, de plus en plus, de la partie droite, que l'on appelle sa racine."* Ces nappes seront dites du premier genre (Figure 2.14). Termier ajoute: *"L'existence, dans les Alpes, de nappes du premier genre, est absolument certaine. Les nappes du Mont-Joli, près du Mont-Blanc, sont des plis couchés que l'on voit se rattacher à leurs racines. De même les nappes des Préalpes romandes; de même toutes les nappes du Briançonnais, sauf peut-être la plus haute; de même encore les nappes de l'Embrunais et de l'Ubaye, observées et décrites par MM. Kilian et Haug... Ces nappes sont fréquemment fragmentées par l'érosion, et réduites à l'état de lambeaux épars; mais l'on peut souvent reconstituer sans trop de peine, par la pensée, la nappe ancienne dont ces lambeaux sont les témoins; et, en suivant cette nappe vers son pays d'origine, on la voit, presque toujours, se rattacher à un pli droit, ou faiblement déversé, qui est sa racine."*

2. *"La nappe peut être encore un fragment de l'écorce terrestre détaché de son substratum originel, et transporté, sans plissement sensible et par simple translation, sous un effort tangentiel, en glissant sur une surface de friction peu différente d'un plan tangent au sphéroïde".* De telles nappes appartiennent au second genre. Ceci étant, *"l'existence, dans les Alpes, de nappes du second genre, n'est pas encore démontrée. Jusqu'à nouvelle découverte, toutes les nappes des Alpes sont, ou certainement, ou probablement, des plis couchés ayant atteint ou dépassé l'horizontale"*.

Selon l'acception traditionnelle (argandienne), le Grand Paradis serait un pli couché (une "nappe du premier genre"), mais cette interprétation a parfois été contestée: Ellenberger (1965) a proposé l'existence, à la base du Grand Paradis, d'un "*contact cisailant*", faisant alors du Grand Paradis une "nappe du second genre".

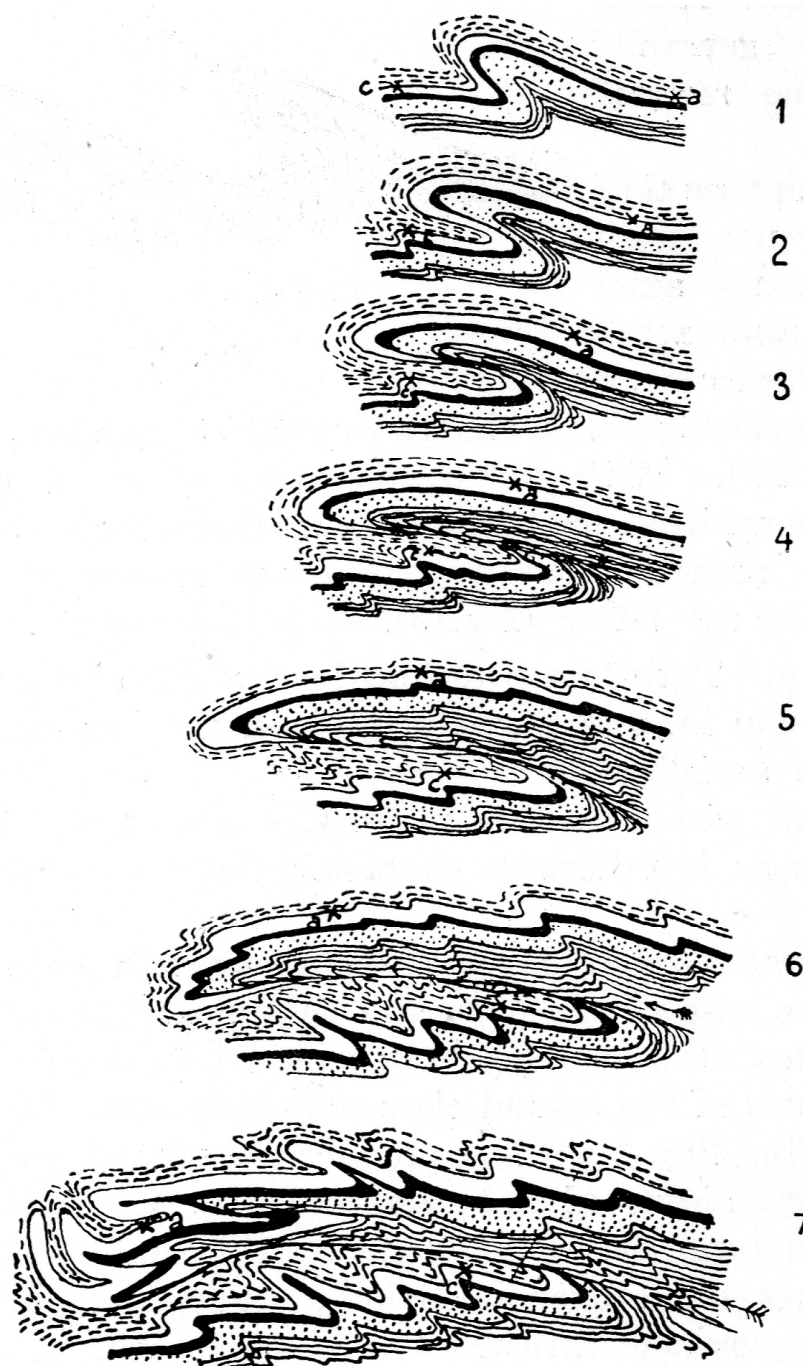


Figure 2.14. Modèle schématique de développement des nappes alpines (dessin de A. Heim (19), reproduit par Collet, 1935). Ce standard constitue un bel exemple de nappe du premier genre, dans la terminologie de Termier (1906).

Marqueurs de la déformation

Lever cette ambiguïté consiste à déterminer l'architecture interne de la nappe du Grand Paradis, ou des nappes en général. Pour cela, il est nécessaire relever sur le terrain la géométrie de certaines surfaces, afin de les représenter en carte et en coupe. Quelles stratégies sont disponibles?

Les surfaces en question ont tout d'abord été les surfaces de stratification, base sur laquelle ont été construites de magnifiques coupes de nombreuses nappes:

- dans les klipptes préalpines, nappe des Préalpes médianes
- dans le domaine helvétique: nappes de Morcles, des Diablerets et de Wildhorn
- dans le domaine pennique: nappes simplio-tessinoises

Ces travaux ont montré que les nappes pouvaient être soit des plis couchés dont le flanc inverse, conservé, était plus ou moins intensément déformé (les couches sont étirées, réduites en épaisseur), soit des couvertures sédimentaires décollées, en général au niveau du Trias supérieur, et éventuellement ultérieurement plissées. Les premières sont assimilables aux nappes du premier genre, les secondes aux nappes du second genre.

La vision argandienne des nappes a été contestée, non seulement par F. Ellenberger, mais aussi par d'autres auteurs (Markley et al., 1999), pour lesquels les "nappes du premier genre" font office de paradigme en géologie alpine. Se basant sur la détermination de la polarité dans les séquences sédimentaires, ces auteurs considèrent cependant que le front de la nappe du Grand Saint-Bernard est une succession d'écailles imbriquées, où les lithologies sont toutes en position normale, en non le flanc renversé d'un pli couché.

En l'absence de surfaces de stratification, en particulier dans les socles antéalpains, la géométrie interne de la nappe doit être établie en utilisant:

- la géométrie des interfaces entre objets antérieurs à la tectonique alpine, par ex un contact intrusif, ou une limite entre deux lithologies contrastées;
- l'identification de gradients d'intensité de la déformation;
- la superposition de plusieurs générations de structures, tels que des zones de cisaillement plissées, des interférences de plis, ou encore des schistosités superposées.

Dans ce contexte, il a été montré:

- que des zones non déformées étaient parfois identifiables au coeur des "nappes penniques", tant dans les Alpes centrales (Maggia: Ramsay et Allison, 1979; Simpson, 1982) que dans les Alpes occidentales (Mont Rose: Bearth, 1952; Dal Piaz, 1966; Grand Paradis: Ballèvre, 1988; Dora-Maira: Michard, 1967);

- que les "nappes penniques" sont le résultat de plusieurs épisodes de déformations, parmi lesquels Milnes (1974a et b) propose d'identifier (i) des structures précoces, synchrones de la formation de la nappe, et elles-mêmes probablement polyphasées; (ii) un plissement post-nappe, qui détermine en particulier l'allure des "charnières frontales", et (iii) la verticalisation de la "zone des racines".

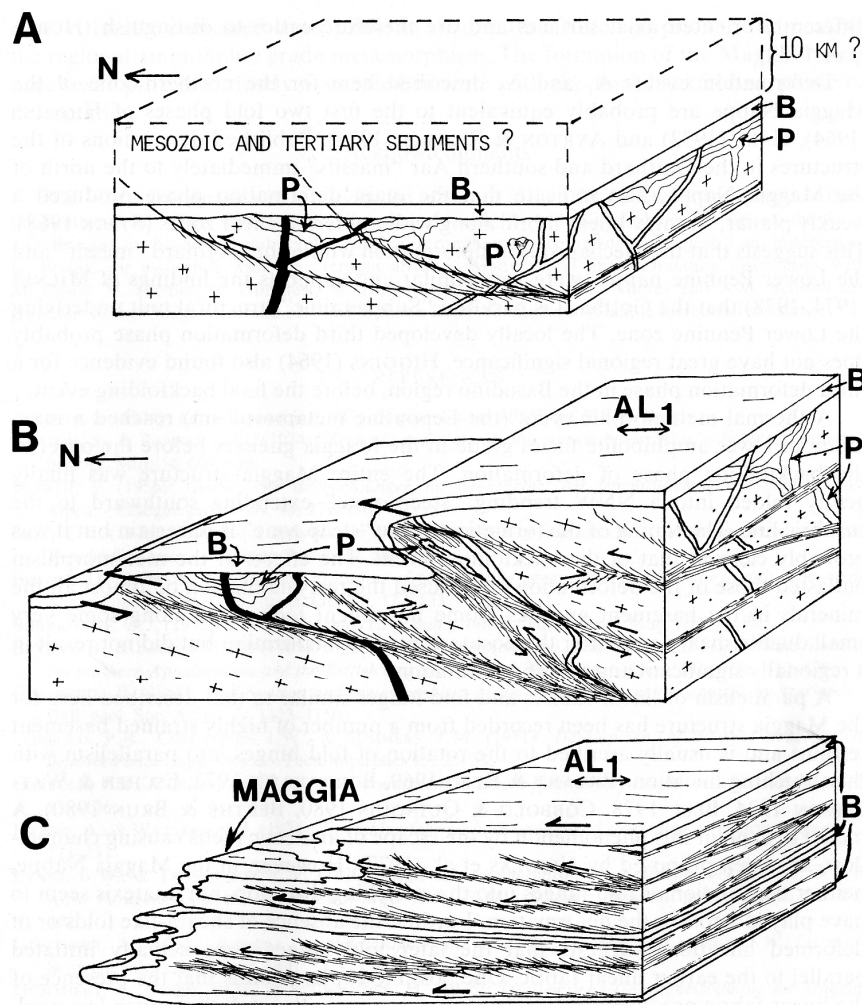


Figure 2.15. Relations socle-couverture au cours de la déformation progressive des nappes penniques (Simpson, 1982). Au contraire de la figure 2-14, qui suppose implicitement une déformation interne homogène de la nappe, ce schéma met l'accent sur la déformation interne hétérogène de la nappe, dont pourtant la géométrie du contact entre le socle antéalpin et sa couverture mésozoïque est celle d'un pli couché.

Déformation et déplacement (horizontal) des nappes.

Durant les deux dernières décennies (1980-2000), les méthodes d'analyse structurale furent progressivement perfectionnées, permettant d'analyser la cinématique de la déformation. Il devint donc possible d'identifier un contact anormal, mais aussi d'en

déterminer la direction et le sens de déplacement (par ex. Simpson et Schmid, 1980; Hanmeur et Passchier, 1991; Passchier et Trouw, 1996).

Certaines analyses mettent l'accent sur le rapport entre le mouvement des plaques et le déplacement sur les failles au sein des chaînes de montagne. Certaines de ces analyses concernent le Mont-Rose (Mattaue, 1981; Lacassin, 1983a et b; Lacassin et Mattauer, 1985; Lacassin, 1987), le Grand Paradis (Ballèvre, 1984 et 1988); ou encore Dora-Maira (Laurent et Etchecopar, 1976). Des synthèses sont alors proposées à l'échelle des Alpes occidentales (Malavieille et al., 1984; Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989).

D'autres analyses s'attachent à évaluer la succession des déformations, et en particulier l'importance du plissement post-nappe. En d'autres termes, à l'école française, qui use (et abuse, au dire de ses détracteurs) de simplifications, s'oppose une école suisse et italienne. Le Mont Rose est un terrain de jeu idéal pour de telles analyses (par ex. Milnes, 1974; Laduron, 1976; Klein, 1978; Milnes, 1978; Gosso et al., 1979; Milnes et al., 1981).

Ces discussions se tiennent alors que se prépare un orage! Des géologues montrent en effet que certaines failles dans une chaîne de montagne ne seraient pas des failles inverses, contribuant à l'épaississement de la croûte, mais des failles normales, permettant la rééquilibration de la croûte épaissie (Platt, 1986 et 1987), pendant ou après la convergence. C'est ainsi que la communauté géologique accepte l'idée que:

- la faille du Simplon est une faille normale ductile (Mancktelow, 1985 et 1990).
- la faille en bordure occidentale du Viso est une faille normale ductile (Ballèvre et al., 1990; Phillipot, 1990)

La discussion continue à propos de la signification d'autres failles. Deux exemples parmi d'autres:

- la faille du Combin est-elle une faille normale crétacée, reprise en chevauchement au Tertiaire (Merle et Ballèvre, 1992; Ballèvre et Merle, 1993), ou une faille normale tertiaire (Wheeler et Butler, 1993)? ou encore un chevauchement hors-séquence d'âge Eocène sup., éventuellement réactivé à l'Oligocène en faille normale syn-convergence (Ring, 1995);
- la faille d'Entrelor, qui limite le domaine briançonnais à l'est du Grand Paradis, est-elle un chevauchement vers l'est (Butler et Freeman, 1996)? une faille normale (Caby, 1996)? ou un chevauchement vers l'ouest ultérieurement plissé (Bucher et al., 2003 et 2004)?

Au final, l'analyse structurale ouvre de nouvelles portes, entraînant un réexamen, toujours en cours, des contacts tectoniques majeurs. Déterminer la cinématique d'une faille en un point n'assure cependant en rien une détermination de sa signification à l'échelle crustale.

Métamorphisme et déplacement (vertical) des nappes.

L'histoire métamorphique alpine des unités Mont-Rose/Grand Paradis/Dora-Maira est clairement polyphasée. A un épisode précoce de haute pression, caractérisée par le développement de paragenèses éclogitiques dans les metabasites, succède une rééquilibration durant la décompression, dans le faciès des schistes verts ou des amphibolites à albite-épidote. Contrairement aux unités océaniques, ou encore à la zone Sesia-Lanzo, la découverte des éclogites est tardive au sein de ces massifs.

Dans le **Mont Rose**, des éclogites avaient été découvertes par Franchi (1903) sur son versant italien mais étaient inconnues de Bearth (1952) sur le versant suisse. Par la suite, ces éclogites ont été mentionnées par Gatto (1960-1961, cité par Dal Piaz, 1964) et Dal Piaz (1964), et leur répartition est figurée par Dal Piaz et Lombardo (1986).

Dans le **Grand Paradis**, seules des amphibolites sont mentionnées par Franchi et al. (1912) et Michel (1953). Le métamorphisme de haute pression est reconnu dans les metabasites avec la découverte d'éclogites par Prato (1971). Compagnoni et Lombardo (1974) fournirent un premier bilan des occurrences d'éclogites, depuis complété par les travaux de Ballèvre (1988), Pennachioni (1988) et Brouwer et al. (2002). A la même époque, des micaschistes alumino-magnésiens, aux paragenèses singulières (phengite, talc, chloritoïde, etc...), attirèrent l'attention des pétrologues (Bertrand et Saliot, 1966; Bertrand, 1968; Compagnoni et Lombardo, 1974). Chopin (1981) montra l'intérêt de l'association talc-phengite en tant qu'indicateur de haute pression dans ces micaschistes.

Le cas de **Dora-Maira** fait figure à part. Vialon (1967, p. 141), qui ne paraît pas mentionner d'éclogites, signale par contre l'existence de faciès "pegmatitiques" noduleux, au contact entre granite et gneiss, faciès qui sont clairement reportés sur sa carte synthétique (carte couleur hors-texte). Dans ces roches, les nodules sont constitués par un grenat, incolore ou rosé, dont l'analyse chimique montre qu'il s'agit de pyrope quasiment pur! (Vialon, 1967, p. 166-167). Dans un gisement de ces "pegmatites" noduleuses, Chopin (1984) devait découvrir des reliques de coesite, un polymorphe d'ultra haute pression du quartz, une découverte qui ouvrit un nouveau champ d'investigation dans le monde entier.

Dans l'état actuel des recherches, le massif Dora-Maira comprendrait trois types d'unités, ici décrites de bas en haut:

- des unités à séquences détritiques graphiteuses et conglomératiques, caractérisées par une histoire métamorphique monocyclique, et un épisode alpin précoce appartenant au faciès des schistes bleus de haute température (grenat-chloritoïde) (unité de Pinerolo);

- une unité de paragneiss polymétamorphiques, d'orthogneiss (métagranite de Brossasco), de marbres, et de micaschistes alumino-magnésiens, où l'épisode alpin précoce appartient au faciès des éclogites à coesite (unité d'Isasca-Brossasco);
- des unités de paragneiss polymétamorphiques et d'orthogneiss dans lesquels l'épisode alpin précoce appartient au faciès des éclogites à quartz.

Notes

¹ Sur la nature de la géologie en tant que science, on consultera R. Frodeman (1995) Geological Society of America Bulletin, 107, 960-968.

² Cette carte, réduite au 1/380000, a été éditée aux soins de Campanino et Polino (1999).

³ Biographie par V. Novarese (1938, Bollettino del R. Ufficio Geologico d'Italia, 63, p. 1-22).

⁴ Biographie par C.F. Parona (1924, Bollettino del R. Ufficio Geologico d'Italia, L (1-2), p. 1-11).

⁵ Il s'agit bien du massif au sens géologique de ce terme, et non au sens géographique, lequel est restreint au secteur compris entre Cogne au nord et la vallée de l'Orco au sud.

⁶ Alors que les massifs du Mont Rose et du Grand Paradis correspondent à des unités orographiques (le Mont Rose culmine à 4656 m, le Grand Paradis à 4061 m), aucun sommet ne caractérise le massif Dora-Maira, ainsi nommé d'après les deux cours d'eaux qui le traversent, l'un au nord (Dora Riparia), l'autre au sud (Maira). Le massif Dora-Maira est dominé sur toute sa bordure occidentales par les ophiolites (Monte Viso: 3960 m, Rocciavre : 2780 m; Rocciamelone: 3538 m), les pointes de gneiss ne dépassant jamais 3000m (Punta Cornour : 2868 m; Punta Muret: 2500 m).

⁷ Biographie par P. Termier (1914, Revue Générale des Sciences, 11 juin 1914, reproduite in *A la gloire de la Terre*, p. 269-290).

⁸ Biographie par

⁹ Sur Marcel Bertrand, lire la biographie de P. Termier (1908, BSGF, (4) VIII, p. 163-204 reproduite in *A la gloire de la Terre*, p. 149-208). Une analyse de son oeuvre est présentée par Ellenberger (1982) et Trümpy et Lemoine (1998). La mort de sa fille, ensevelie dans une sablière lors d'une excursion en 1900, devait affecter si profondément M. Bertrand qu'il ne prît plus réellement part aux discussions scientifiques après cette date, jusqu'à sa mort prématurée, à 59 ans seulement.

¹⁰ E. de Margerie joua un rôle essentiel à la charnière des deux siècles, par son érudition scientifique et linguistique, et son inlassable activité de "rat de bibliothèque" au service de la géologie. Il fut la maître d'oeuvre de la traduction de la Face de la Terre d'E. Suess, dont l'édition française est, en qualité (références, figures...) supérieure à l'édition originale.

¹¹ Les exemples de chevauchement seraient, selon les auteurs, la "Glarner-Doppel-Falte" (le "double pli de Glarus"), le district de Durness, et la "Grande faille" ou "faille du midi" du bassin houiller franco-belge, faisant référence aux travaux de Geikie, Peach et Horne pour l'Ecosse et à ceux de Gosselet pour le bassin franco-belge. On voit là qu'E. de Margerie, qui est seul responsable des notes et renvois, évite toute allusion directe au travail de M. Bertrand (1884), auquel A. Heim était encore opposé.

¹² Elie de Beaumont (1798-1874) fit, avec A. Dufrénoy (1792-1857), l'une des premières cartes géologiques de la France. Il professait un fixisme, et concevait les chaînes de montagne comme le résultat de la contraction de la Terre au cours de son refroidissement. M. Bertrand succéda à Elie de Beaumont en tant que Professeur à l'Ecole Polytechnique de Paris.

¹³ En termes modernes, la "zone houillère" est la partie frontale de la zone briançonnaise, qui chevauche les domaines subbriançonnais et valaisans.

¹⁴ San Martino di Perrero est situé en val Germanasca, vallée qu'étudie dans ce travail S. Franchi.

¹⁵ Biographie par J. Favre (1932, CR Soc Phys Hist Nat Genève, 49, 11-15) et J. Leuba (1932, Bulletin de la Société Neuchâteloise de Sciences Naturelles, 56, 103-119).

¹⁶ Biographie par P. Fallot (1954, Bulletin de la Société Géologique de France, (6) IV, 303-340) et P. de Béthune (1954, Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, LXIII, 319-359).

¹⁷ Biographie par E. Raguin (1931, BSGF, (5) I, p. 429-495). Le style de P. Termier, d'un grand lyrisme, faisait merveille dans ses conférences publiques, dont certaines sont rassemblées dans *A la gloire de la Terre* (Desclée de Brouwer, Paris, 1922, nombreuses rééditions).

¹⁸ Biographie par L. Lutaud (1958, Bulletin de la Société Géologique de France, (6) VIII, 377-396).

¹⁹ Biographie par C. Jacob (1927, Bulletin de la Société Géologique de France, (4) XXVI, p. 163-184).

²⁰ M. Lugeon tente maladroitement de minimiser l'apport de H. Schardt, en écrivant : "*En novembre 1893, inspiré par l'hypothèse de 1884 de M. Marcel Bertrand, connaissant sans doute les résultats principaux de mes études tectoniques, car j'avais été le premier à donner une vue d'ensemble d'une des unités tectoniques préalpines, M. Schardt amplifia en la développant l'hypothèse des grandes masses recouvrantes.*" (Lugeon, 1891, p. 726).

²¹ L'interprétation de la 4^{ème} écaïlle continue de poser des problèmes: Barféty et al. (1992) ont proposé d'y voir l'olistostrome sommital des nappes briançonnaises.

²² Biographie par M. Lugeon (1940, Bulletin de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles, 65, 25-53). Hommage ultérieur par J.-P. Schaer (1991, Eclogae Geologicae Helvetiae, 84, 511-534). Aucune biographie d'E. Argand ne parut dans le Bulletin de la Société Géologique de France, où cependant son décès est signalé par C. Jacob (1941, CrBSGF, p. 110-112). A l'opposé de M. Lugeon et de P. Termier, E. Argand était probablement un personnage secret, qui n'aimait pas la médiatisation excessive. C. Jacob note ainsi que "*E. Argand s'isolait en effet, parfois pendant des mois.*"

²³ Il s'agit sans doute d'une litote, car Argand connaît peut-être déjà les oppositions à sa théorie des géologues de l'Ufficio Geologico d'Italia.

²⁴ Pinerolo est situé en val Lemina, au débouché dans la plaine padane, alors que Giaveno est situé plus au nord, en val Sangone.

²⁵ Nous devons une copie de cette lettre à H. Masson. Cette lettre montre à quel point les "nappistes" n'avaient pas, en privé, le triomphe modeste.

²⁶ Ainsi apparaît pour la deuxième fois un critère d'identification des nappes: la superposition, apparemment concordante, de roches plus métamorphiques sur des roches moins métamorphiques. A la différence de l'utilisation par Argand de ce critère, le chevauchement est, dans ce cas, postérieur au métamorphisme.

²⁷ Eugène Raguin, alors jeune élève de Pierre Termier, devait consacrer une grande partie de sa vie à l'étude des zones internes des Alpes. Il devint le gendre de Marcel Bertrand. Ses souvenirs ont été publiés dans Raguin E. (1995) Soixante ans de souvenirs et réflexions sur l'évolution des idées en géologie (1920-1980). Mém. Soc. Géol. Fr., 168, 113-122.

²⁸ Kilian devait décéder en septembre de la même année et ne prit donc pas part au développement ultérieur des travaux.

²⁹ Biographie par L. Moret (1956, BSGF, (6) VI, p. 289-317).

³⁰ Hommage par R. Barbier (1972, Géologie Alpine, 48, 148-150).

³¹ Biographie par R. Trümpy (1991, Eclogae Geologicae Helvetiae, 84, 661-670).

³² Biographie par R. Cordone (1962, Actes de la Société helvétique des sciences naturelles, 1962, 207-213).

³³ Une analyse détaillée du même secteur est présentée par Marthaler (1984).

³⁴ Biographie par A. Streckeisen et J. Meyer (1990, SMPM, 70, p. 449-453). Noter également l'hommage que lui rend G.V. Dal Piaz (2001).

³⁵ Biographie par E. Lanterno (1982, Archives des Sciences Genève, 35, 101-107).

³⁶ Un historique du mot est présenté par White D.A., Roeder D.H., Nelson T.H., Crowell J.C. (1970) Geological Society of America Bulletin, 81, 3431-3432.

³⁷ Brève notice par M. Durand-Delga (2000, Lettre semestrielle de la Société Géologique de France, juin 2000, 3-7).

³⁸ F. Ellenberger a notablement contribué à déchiffrer les séquences mésozoïques par de patientes et fructueuses récoltes de fossiles.

³⁹ Selon F. Ellenberger, le socle paléozoïque était mis à nu par l'érosion, avant que la substitution de couverture ait lieu, une hypothèse que les géologues ne retiennent plus de nos jours.

⁴⁰ La série du Barrhorn a été révisée par Sartori (1990), un beau travail qui précise et confirme toutes les données antérieurement acquises par Ellenberger.

⁴¹ Certains auteurs (Deville, 1986) ont depuis proposé que l'unité de la Grande Motte ait une origine intra-briançonnaise.

⁴² F. Ellenberger entend par là une augmentation du métamorphisme, au cours duquel les roches devenant plus ductiles sont susceptibles d'intenses déformations post-nappe.

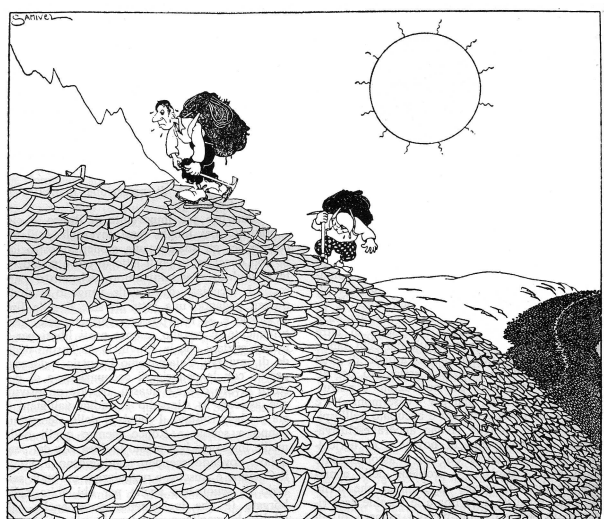
⁴³ Biographie par Dal Piaz (2000, Memorie di Scienze Geologiche, 53, 153-162). Deux volumes ont été dédiés à G. Elter (Ofioliti, 2002, 27(2) et Geodinamica Acta, 2004, 17 (1)).

⁴⁴ Biographie par A. Debenedetti (1959, Bollettino della Società Geologica Italiana, LXXVIII (3), 3-9).

⁴⁵ Il va sans dire que ces sources sont concomitantes: c'est seulement pour les besoins de l'exposé qu'elles sont ainsi séparées.

Chapitre 3

Description lithologique



Per il loro piacere (da Samivel, *Sous l'oeil des Choucas*, cit.).

Per il loro piacere (Samivel)

Une carte géologique du Grand Paradis : pourquoi ?

Les questions actuelles

Si les travaux antérieurs fournissent un cadre solide, plusieurs questions restent en suspens.

En premier lieu, la structure interne du massif du Grand Paradis n'a jamais été éclaircie. On ne dispose d'aucun schéma structural de ce massif, à l'instar d'ailleurs du Mont Rose, et, dans une moindre mesure, de Dora-Maira. La « fenêtre du Money » n'a jamais fait l'objet d'une analyse structurale. Quelle est la nature de la faille au contact entre les unités du Money et du Grand Paradis ? A quel moment de l'histoire prend place cette faille ? Ce contact tectonique est-il le seul à l'intérieur du Grand Paradis, ou d'autres contacts tectoniques (de quelle nature ?) y sont-ils décelables ? Toutes les structures observées au sein du Grand Paradis relèvent-elles des épisodes tardifs de l'histoire alpine ? Quelles structures sont associées aux épisodes précoces ? Est-il possible d'identifier ces structures précoces ?

En second lieu se place le problème des reliques antéalpines, identifiées tant sur le versant piémontais que valdotain. Ces reliques sont-elles fréquentes, entendez par là volumétriquement abondantes ? Où se situent ces reliques dans l'édifice structural : au cœur (= au plus profond) du massif, ou entre des zones d'intense déformation alpine aléatoirement (ou non) réparties ? Toutes les roches présentent-elles des reliques, ou seulement certaines d'entre elles ? Quels mécanismes contrôlent la préservation de ces volumes ?

Enfin, que signifient ces données quant au comportement rhéologique de la croûte continentale subductée ?

De la nécessité d'une carte.

Sans base cartographique solide, la réponse aux questions en suspens reste illusoire. Etablir la carte géologique du secteur étudié nécessite avant tout de distinguer les différentes roches métamorphiques sur des bases sûres, un aller-retour entre observations de terrain et observations au microscope étant des plus profitables. A priori, notre objectif est d'arriver à distinguer les grandes catégories suivantes :

<i>Croûte océanique</i>		Roches orthodérivées : présentent des reliques de textures et/ou de minéraux magmatiques <i>ou ont une composition de roche magmatique</i>	Roches paradérivées : présentent des reliques de litage (sédimentaire)
<i>Couverture mésozoïque</i>	Roches monométamorphiques : <i>ne contiennent jamais de reliques d'un épisode métamorphique de haute température</i>		Calcschistes (Lias) Marbres (Trias moy.-sup.) Quartzites (Trias inf.)
<i>Socle antéalpin</i>		Orthogneiss oeillés Orthogneiss non oeillés	Paragneiss albitiques Micaschistes graphiteux Micaschistes quartzeux à niveaux conglomératiques
	Roches polymétamorphiques : présentent des reliques d'un épisode métamorphique de haute température	Amphibolites (?) Eclogites	Paragneiss albitiques Micaschistes

Une fois ces roches distinguées prend place le véritable travail du cartographe, à savoir une représentation 3D de la géométrie de ces volumes rocheux. Le but final des recherches sur le terrain doit être la recherche de tout indice permettant d'établir la nature du contact entre lithologies adjacentes (contact stratigraphique, intrusif ou tectonique). Ce point acquis, s'ensuivront:

- l'identification des principaux contacts tectoniques, aux limites entre unités majeures au sein du massif du Grand Paradis;
- l'analyse de la géométrie et de la cinématique de ces contacts;
- l'analyse de la structure interne des unités majeures, et en particulier la géométrie des volumes non déformés pendant l'orogénèse alpine, ainsi que le déchiffrement des structures polyphasées;
- enfin l'analyse de l'histoire métamorphique des différentes unités.

Une carte géologique du Grand Paradis: où et comment ?

a) Zone d'étude.

La zone cartographiée se trouve en Italie du Nord, dans la vallée d'Aoste, et plus précisément dans la vallée de Cogne, qui elle-même résulte de la confluence de 4 vallées, d'Ouest en Est le Valnontey, la Valeille et les vallons de Bardoney et de l'Urtier. Les trois premières se situent au sein du Parc National du Grand Paradis (Parco Nazionale del Gran Paradiso) et se trouvent à la bordure Nord du massif du Grand Paradis, au sens géologique de ce terme (Figure 3.0).

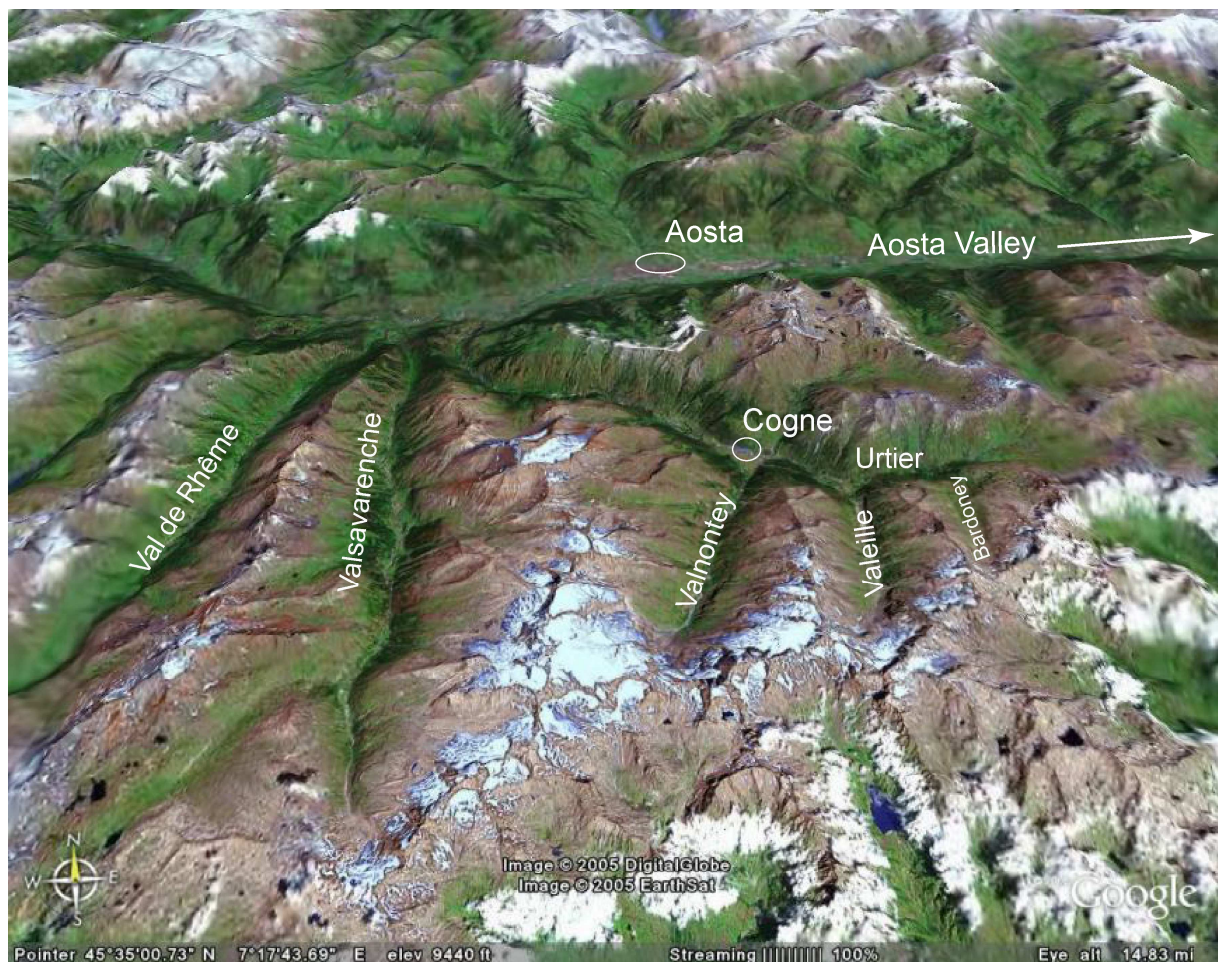


Figure 3.0. Zone d'étude

Le massif du Grand Paradis correspond à un vaste dôme de foliation. Dans sa partie septentrionale, qui seule nous occupe ici, les foliations sont horizontales ou pendent

modérément vers le Nord. Les 3 vallées étudiées ont une orientation N-S, d'où s'ensuivent deux conséquences importantes.

D'une part, les vallées sont perpendiculaires à la direction moyenne de la foliation dans cette zone (N90). Ces vallées recoupent perpendiculairement les structures (limites lithologiques, foliation majeure, contacts tectoniques,...). Ceci étant, les vallées permettent seulement des sections perpendiculaires à la linéation d'étirement, et c'est donc en intégrant les données des trois vallées que des sections parallèles à la linéation d'étirement pourront être dessinées.

D'autre part, ces vallées présentent des dénivelés de l'ordre 1000 à 2500 mètres ce qui, même dans les Alpes occidentales, est important. Cogne est situé à environ 1530m d'altitude, les cols aux extrémités méridionales des trois vallées étant situés à 3315m (Colle Gran Crou, dans le Valnontey), 3304m (Colle di Teleccio, au fond de la Valeille) et 2833m (Colle di Bardoney). L'arête principale est celle séparant le Valnontey du Valsavarenche, puisque le point le plus bas entre le Grand Paradis (4061m) et la Grivola (3969m) est le Col Lauson (3292m). Ce dénivelé permet donc, compte tenu des variations de pendage de la foliation, la réalisation de coupes qui représentent environ 4 à 5 km d'épaisseur au sein de la croûte alpine.

b) Fond topographique.

Toute carte géologique est dessinée sur un fond topographique, dont il existe pour le secteur considéré deux versions officielles. La première version est le fond topographique militaire à l'échelle du 1/25000, la seconde version établie par la Région Autonome du Val d'Aoste à l'échelle du 1/10000.

Le massif du Grand Paradis étant un haut lieu pour l'alpinisme et la randonnée, il existe de nombreuses cartes topographiques de ce massif (au 50000^{ème} ou au 25000^{ème}) qui sont dérivées des cartes précédentes. En particulier, il existe deux cartes topographiques au 1/25000 :

- Une carte topographique au 1/25000^{ème} réalisée par l'Istituto Geografico Centrale (IGC) intitulée « Gran-Paradiso - La Grivola - Cogne N°101 », que nous avons utilisée pour cette étude, et qui constitue le fond topographique de notre carte géologique. Toutes les descriptions et localisations données dans le texte sont basées sur ce fond topographique.

- Une carte topographique au 1/25000ème réalisée par le Parc National du Grand Paradis et intitulée « Gran Paradiso- Cognes - Aymavilles, Carte de randonnée ». Cette carte a été éditée pour la première fois en 2004, lors de notre dernière grande mission de terrain. Nous ne l'avons que faiblement utilisée. Par ailleurs, les zones rocheuses (qui correspondent souvent aux limites d'affleurements) étant mal représentées, cela ne permet pas une lisibilité optimale de la topographie.

c) Panoramas.

Les trois vallées étudiées sont profondément incisées, puisqu'elles présentent entre 1000 mètres de dénivelé pour le vallon de Bardoney et 2200 mètres de dénivelé pour le Valnontey. Les chemins balcons, les parcours d'arêtes, ainsi que certains cols et sommets que nous avons réalisés ont permis d'obtenir des points de vues exceptionnels sur les flancs opposés de ces vallées. De ces points de vues stratégiques, de nombreuses photos panoramiques ont pu être réalisées. Cela nous a permis de retourner sur les flancs opposés des vallées en pointant sur les photos les différents affleurements observés. Ces allers-retours d'une vallée à l'autre afin d'observer de loin les affleurements étudiés de près ont permis de redessiner précisément la géologie sur les différents panoramas photographiés. De par la présence de falaises et de glaciers, ce terrain présente de nombreux endroits inaccessibles, un marteau suisse (les jumelles), un appareil photographique, une carte topographique et de bons yeux ont donc été indispensables dans la conception de ces panoramas qui nous ont beaucoup aidé dans la réalisation de la carte. En effet, ces panoramas nous ont permis de compléter les tracés des limites entre les différents faciès identifiés dans les zones inaccessibles. Une dizaine de panoramas redessinés ont été réalisés. Une partie de ces panoramas seront présentés dans une partie concernant la description de six excursions géologiques.

d) Campagnes de terrain.

Au cours de ces trois années de doctorat, quatre missions de terrains ont été réalisées dans la vallée de Cogne, à savoir trois missions longues d'environ deux mois et demi chacune et une mission courte de 10 jours.

1^{ère} mission : 2 mois et demi (15 juillet – 27 septembre 2002).

2^{ème} mission : 2 mois et demi (18 juin -31 août 2003).

3^{ème} mission : 2 mois (27 juin – 24 août 2004).

4^{ème} mission : 10 jours (10 juillet - 20 juillet 2005).

Ces campagnes ont été réalisées en majorité dans les vallées du Valnontey et de Bardoney. Durant ces 4 campagnes de terrain, mon logement était une petite tente plantée à l'altitude précise de 1666m au camping Lo Stambecco dans le charmant petit village de Valnontey. Dans deux des trois vallées explorées existent des refuges et/ou des bivouacs, structures légères en aluminium et bois, où peuvent dormir de 6 à 12 personnes.

Dans le **Valnontey**, le refuge Vittorio Sella (2584m), propriété du Club Alpin Italien (section de Biella), gardé durant toute la saison estivale par Jean Mappelli, constitue une base solide pour l'exploration du secteur entre le Col Lauson et le Gran Val. Les bivouacs Leonessa (2910m), du Money (2872m) et Borghi (2686m), d'accès facile, sont utiles aux géologues. Quant aux bivouacs Martinotti et surtout Pol et Grappein (3183m), ils m'ont permis de séjourner quelques jours à haute altitude afin de pouvoir explorer les secteurs entre 2500 et 3500 mètres. Si l'accès au bivouac Martinotti est facile, les bivouacs Pol et Grappein ne doivent pas être abordés sans une expérience préalable de la haute montagne (parcours complexe nécessaire afin d'éviter les secteurs avec chutes de pierres, cordes fixes dans quelques passages rocheux, piolet-crampons nécessaires en début de saison...).

Dans la **Valeille**, le bivouac Malvezzi-Antoldi est situé au fond du vallon, où il est destiné à desservir la Torre di Gran San Pietro dans un secteur fort éloigné pour le géologue. Nous soulignerons en outre que le sentier y menant est dangereux en début de saison, un long secteur du sentier (après le carrefour vers la cabane de l'Arolla) ayant disparu sous d'énormes blocs. En particulier, l'accès à l'ancienne mine en rive gauche du vallon est délicat.

Enfin, le vallon de **Bardoney** n'est desservi par aucun bivouac, un abri ne pouvant être trouvé que dans l'alpage (toujours en fonction) à l'entrée du vallon. De la sorte, l'accès au secteur de la Torre di Lavina requiert au préalable de longues marches d'approche.

e) Variabilité du climat et densité de la végétation.

Les glaciers ont subi d'importantes fluctuations ces dernières décennies (Figure 2-15), dont aucune carte topographique ne rend compte, le retrait se poursuivant à un rythme accéléré ces dernières années. Le tracé des contours sur la carte topographique est donc le reflet, à un instant donné, de cette évolution. Quelques travaux jalonnent l'évolution des glaciers et de leurs moraines, parmi lesquels nous retiendrons les photographies dans l'ouvrage de Sacco (1934) ou la carte de Sacco (1939). Le retrait glaciaire a un avantage et un inconvénient. S'il donne accès à de nouveaux affleurements, il entraîne aussi une

rééquilibrage des versants (Montjuvent et Marnezy, 1986), se traduisant par de fréquentes (et dangereuses) chutes de pierres au moment du dégel ou, durant l'été, lors des périodes de pluie. Dès lors, l'accès à certaines arêtes ou certains sommets par des couloirs au demeurant réputés faciles (?) devient tout à fait malcommode, voire impossible.

La cartographie nécessite une prise en compte de la couverture végétale, trois secteurs devant être distingués. A basse altitude (sommets de l'étage montagnard, entre 1700 et 2000m), les bois se développent et peuvent masquer les falaises. A altitude moyenne (étage subalpin, de 2000 à 2500m), la pelouse remplace les bois, laissant affleurer de larges étendues rocheuses en général recouvertes de lichens. A haute altitude (étage nival, au-dessus de 2500m), la pelouse devient discontinue ou disparaît, mais la quantité d'affleurement dépend pour l'essentiel de l'étendue de la couverture neigeuse ou glaciaire.

Même en l'absence de couverture neigeuse ou glaciaire, ou encore végétale, la distinction entre paragneiss et orthogneiss dans le paysage – le premier objectif de notre cartographie - n'est pas toujours aisée. Si les orthogneiss sont en général plus clairs que les paragneiss, et si ces derniers prennent souvent des teintes rouges par altération, nous avons pu nous rendre compte combien ces généralités peuvent être trompeuses.

Quaternaire

Les formations superficielles quaternaires sont hors de notre propos. Aussi n'ont-elles pas été représentées en détail sur la carte, à quelques exceptions près.

1a Quaternaire indifférencié

Ce cartouche représente toutes les formations quaternaires, quel que soit leur âge et leur nature.

1b Crêtes morainiques

Nous avons représenté sur la carte toutes les crêtes morainiques, dans la mesure où elles servent d'utiles repères sur le terrain, autant pour se situer que pour le parcourir. Deux types de moraines ont été distinguées, les unes dépourvues de végétation ou seulement partiellement colonisées par la pelouse, les autres totalement masquées par la végétation (en général pelouse). Si les premières marquent l'extension maximale des glaciers durant le « Petit Age Glaciaire » (17-19^{ème} siècle), les secondes reflètent les étapes finales de la déglaciation würmienne, initiée il y a environ 20000 ans. Aucun témoin permettant le cas échéant de les dater n'y a été observé.

1c Cônes torrentiels

Chacune des trois vallées est parcourue par un torrent majeur, auquel se raccordent de nombreux torrents secondaires. Ceux-ci, issus de vallons latéraux ou de cirques suspendus, déterminent en général à leur débouché dans le torrent principal la formation d'un cône torrentiel. De forte pente (jusque 30°), les cônes torrentiels peuvent être plus ou moins colonisés par la végétation (de la pelouse à la forêt de mélèzes), et offrent de faciles, quoique fastidieuses, voies d'accès le long des parois des flancs de la vallée principale. Seuls les principaux cônes torrentiels sont indiqués sur la carte géologique.

Unité de la Grivola

2) Métabasaltés et métasédiments

L'unité de la Grivola est essentiellement constituée de formations métasédimentaires (calcschistes, marbres micacés et quelques micaschistes) en général étroitement associées avec des métavolcanites (prasinites). Dans le cadre de ce travail, nous n'avons pas jugé utile de reproduire ou vérifier les distinctions faites antérieurement par Dal Piaz (Dal Piaz, 1938), Amstutz (1962), Pennachioni (1988) ou Ballèvre (1988).

3) Métagabbros

3a Métagabbros

Les métagabbros se distinguent des autres metabasites par la coexistence de plages claires, à épidote ou clinozoïsite et albite, et de plages sombres, à amphibole verte. Ces plages allongées résultent de la déformation/recristallisation des sites des plagioclases et pyroxènes magmatiques, respectivement. Suivant leur composition, les métagabbros peuvent être plus ou moins clairs, dérivant alors de protolithes faiblement différenciés (gabbros magnésiens), ou au contraire sombres, dérivant de protolithes plus évolués (gabbros intermédiaires ou ferreux, voire ferro-titanés).

Des métagabbros ont été observés au Col Lauson, au-dessus des serpentinoschistes par lesquels on accède au col. Ce sont ces métagabbros qui contiennent les lentilles éclogitiques antérieurement signalées par Dal Piaz (1928). Vers l'est, dans les falaises au-dessus de l'alpage de Baben, en rive gauche du Valnontey, affleurent également des métagabbros, contenant également des lentilles d'éclogites. En rive droite du Valnontey, immédiatement au sud de Montzeuc (Pennachioni, 1988), les mêmes associations lithologiques ont été signalées. Enfin, la grande écaille qui constitue la Testa Goilles, en rive gauche du vallon de Bardoney, est constituée de métagabbros lités à lentilles d'éclogites (Ballèvre, 1988). Il est permis de penser – mais ce point devrait à l'avenir faire l'objet d'une vérification rigoureuse – que cet alignement de métagabbros à lentilles d'éclogites constitue un marqueur lithologique et structural au sein des unités océaniques à la bordure septentrionale du massif du Grand Paradis.

3b Eclogites

Les éclogites sont des roches sombres, vertes à noires, essentiellement constituées de grenat et d'omphacite, avec en général des quantités plus ou moins grandes d'amphibole et d'épidote. Bien que les reliques de texture gabbroïque y soient rares, nous considérerons que les éclogites dérivent de gabbros ferro-titanés, comme cela a pu être établi dans de nombreuses localités alpines. Si les éclogites sont reportées sur notre carte, c'est qu'elles constituent, sur le terrain, un témoin de premier ordre du métamorphisme de haute pression ayant affecté les unités océaniques.

Les éclogites s'observent en lentilles ou en niveaux boudinés au sein de métagabbros, comme par exemple au Col Lauson (Dal Piaz, 1928), au-dessus de l'alpage en ruines de Baben en rive gauche du Valnontey, à la base des métagabbros de Montzeuc en rive droite du Valnontey (Pennachioni, 1988) ou encore dans l'unité de la Testa Goilles dans le vallon de Bardoney (Ballèvre, 1988).

Des lentilles isolées, de dimensions métriques, de belles éclogites rubanées affleurent au sein de métagabbros magnésiens en rive gauche du vallon de Bardoney, au sud de la Testa Goilles. Ces lentilles ont fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée (Reynard & Ballèvre, 1988).

Les éclogites forment rarement des masses homogènes de dimensions considérables, le seul exemple étant la Punta Nera, sur l'arête Bardoney - Acque Rosse.

4) Serpentinites

Des serpentinoschistes, roches schisteuses vertes, se débitant en lamelles ou plaquettes, forment de petites lentilles de quelques mètres d'épaisseur, qui jalonnent probablement des contacts tectoniques au sein des unités océaniques. Ainsi en est-il des serpentinoschistes du Col Lauson (10 à 15m d'épaisseur) sur l'arête Valsavarenche - Valnontey), qui se prolongent probablement au colle di Vermiana et de là jusqu'à la base du versant occidental du Valnontey à la hauteur de l'alpage abandonné de Baben. Des serpentinoschistes affleurent sur l'arête Valnontey-Vaille, immédiatement au sud de Montzeuc (Amstutz, 1962; Pennachioni, 1988), où ils occupent une position structurale identique à ceux du Col Lauson, étant également surmontés par des métagabbros lités à lentilles éclogitiques.

Une lentille de serpentinoschistes, en rive droite du Valnontey, à la base des pentes boisées au-dessus du village du même nom, occupe une position remarquable, puisqu'elle apparaît sous les marbres triasiques (et non au sein des unités océaniques) (Figure 3.1).

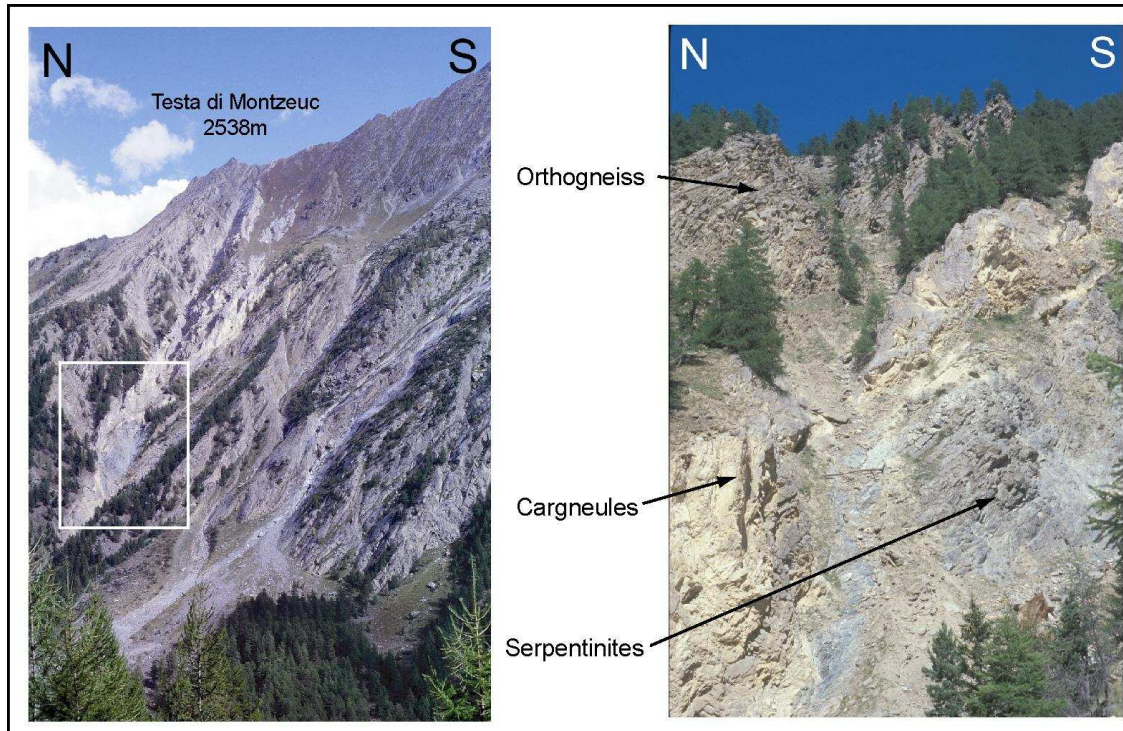


Figure 3.1. Niveau de cargneules situé au sein des orthogneiss du Lauson, où il définit un contact tectonique au sein de l'unité du Grand Paradis. **A gauche :** photographie du niveau de cargneules dans le versant occidental de la Testa di Montzeuc, en rive droite du Valnontey; **A droite :** écaïlle de serpentinites au contact entre les cargneules et les orthogneiss sous-jacents (non visibles sur la photographie).

Des masses importantes de serpentinites, schistosées mais ne se débitant pas en plaquettes, sont rares. La plus importante affleure au-dessus de Lillaz (où elle forme une falaise équipée en tant qu'école d'escalade). Elle est traversée par le torrent Urtier et de là affleure largement sur la rive gauche du torrent Urtier jusqu'au Lago di Loie (Amstutz, 1962; Ballèvre, 1988). Ces serpentinites supportent une couverture sédimentaire autochtone (Ballèvre, 1988; Elter, 1971 ; Elter, 1987), preuve que le manteau affleurerait parfois au fond de l'océan liguro-piémontais (Lagabrielle & Cannat, 1990; Lagabrielle & Lemoine, 1997).

Unité du Grand Paradis

Couverture mésozoïque (Trias-Jurassique)

5a) Marbres (et cargneules)

5b) Calcschistes

Généralités :

Des quartzites blancs, parfois micacés, des marbres blancs ou jaunes plus ou moins fissiles, contenant des niveaux dolomitiques, et des calcschistes, parfois à niveaux de microbrèches, sont attribués au Mésozoïque (Elter, 1960; Elter, 1971).

Par ailleurs, des brèches dolomitiques à ciment calcaire, appelées cargneules ou corneules (Weidmann, 1971), sont en général associées à ces différentes lithologies. Deux hypothèses concernant l'origine des cargneules ont été envisagées. Pour certains auteurs, les cargneules résulteraient d'une bréchification par fracturation hydraulique, sous l'effet de la surpression des fluides (Masson, 1972). Pour d'autres auteurs, la bréchification pourrait également résulter d'une altération pédogénétique de mylonites constituée de dolomite et d'anhydrite. La réhydratation de l'anhydrite, puis la dissolution du gypse, entraînerait la formation de brèches non foliées, dont l'organisation interne est sans rapport avec les mylonites dont elles dériveraient. Cette hypothèse s'appuie sur le fait qu'en forage, des mylonites d'anhydrite sont observées alors que les cargneules sont absentes. Ceci étant, et quelle que soit leur origine, les cargneules représenteraient la position d'un niveau de décollement majeur (Masson, 1972), favorisant (i) le décollement de la couverture mésozoïque par rapport à son substratum antéalpin, et (ii) le chevauchement des unités océaniques sur les unités continentales du Grand Paradis.

Description générale et position structurale :

La couverture mésozoïque est réduite à l'état de « lambeaux » : en raison des déformations tectoniques alpines, cette couverture est en effet fortement amincie (par rapport à son épaisseur initiale, au moment de son dépôt) et disloquée (la continuité des séries est

imparfaite tant sur une coupe perpendiculaire à la schistosité que dans un plan parallèle à la schistosité). La couverture mésozoïque s'observe en fait dans deux situations distinctes.

En premier lieu, elle marque le contact entre les unités océaniques et les unités continentales (Figure 3.2). Son épaisseur varie latéralement le long de ce contact, diminuant vers l'Est, et dépassant rarement 5 à 10 mètres. Dans la partie occidentale de la zone étudiée, le long de la crête séparant le Valsavarenche du Valnontey, spécifiquement entre la Punta dell'Inferno et le Col Lauson (Cornelius, 1934), la couverture mésozoïque est divisée en trois écailles, que séparent des lames de cargneules (Amstutz, 1962; Dal Piaz, 1928; Hermann, 1928). Cette partition est bien visible dans l'arête ouest de la Punta del Tuf (Figure 3.2 et 3.3). Les cargneules contiennent des amas à actinote-ankérite, qui résultent sans doute de transformations métasomatiques aux dépens d'ultrabasites.

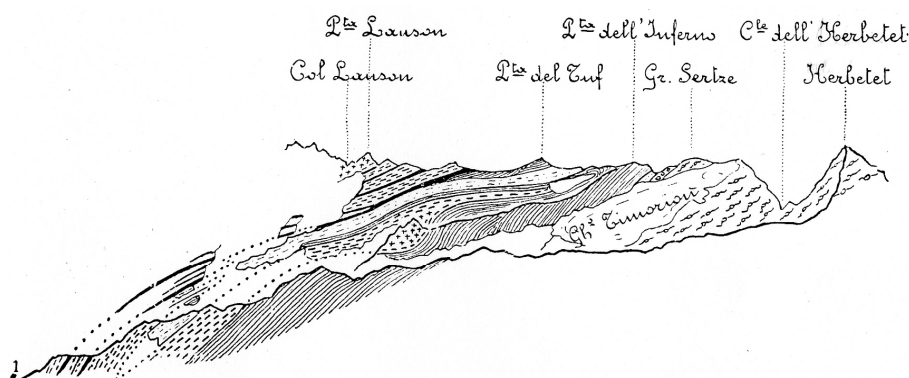










Fig. 8. — Versante occidentale della giogaia Monte Herbetet - Punta Lauson. Scala 1:37.500

Spiegazione dei segni convenzionali:

	Quaternario		Gneiss grafitici a due miche e granato
	Intrusioni simiche di età alpina (prasiniti)		Gneiss chiari ora minuti ed ora tendenzialmente occhiadini
	Calcescisti (Lias orogeno p. p.)		Micascisti e micascisti gneissici
	Calcarei e dolomie del Trias		Gneiss occhiadini, localmente granitoidi

Spiegazione dei numeri: 1. Levionia inferiore.

(Riproduzione gentilmente concessa dalla R. Accademia dei Lincei)

Figure 3.2. Panorama de l'arête Col Lauson-Herbetet, en rive droite du Valsavarenche (Dal Piaz, 1928). Ce panorama permet d'observer les 3 niveaux de cargneules situés entre les unités océaniques de la Grivola et les unités continentales du Grand Paradis. On y voit également le niveau de calcschistes qui forme la Punta Timorion (à gauche, et à l'altitude de la base du glacier du même nom), niveau se poursuivant jusqu'au névé au pied de l'arête entre la Punta del Tuf et la Punta del Inferno.



Figure 3.3. Photographie du versant méridional de la Grivola, depuis le sommet du Gran Sertz (3552m). Les trois niveaux de cargneules dans l'arête ouest de la Punta del Tuf sont identifiables, le plus bas en contact avec les gneiss du Grand Paradis (falaise au premier plan, en contrebas), le deuxième étant le plus épais et le troisième constituant une fine lame dans la pente.

Vers l'Est, les marbres triasiques disparaissent, seule une fine bande de cargneule étant observable au contact entre l'unité du Grand Paradis et les unités océaniques sus-jacentes (Cascade de Lillaz). Le dernier affleurement de marbres vers l'Est a été trouvé dans la vallée de Bardoney. A cet endroit, quelques lentilles allongées de marbres à boudins dolomitiques sont séparées des orthogneiss ocellés sous-jacents par des calcschistes (environ 1m d'épaisseur).

En second lieu, la couverture mésozoïque est également observée à un niveau structural inférieur, où elle peut être suivie du Valnontey jusqu'en rive gauche de la Valeille (Amstutz, 1962; Dal Piaz, 1928; Hermann, 1928; Pennachioni, 1988). En rive gauche du Valnontey, de la Punta del Tuf au refuge Sella, la géométrie des différentes bandes de cargneules est difficile à déterminer avec exactitude. Une fine bande de cargneules peut en tout cas être suivie tout le long du torrent descendant du Vallon du Lauson vers le village du Valnontey, au-dessous d'orthogneiss ocellés. De l'autre côté de la vallée, en rive droite du Valnontey, la bande de cargneules s'épaissit, et contient une lentille de serpentinites au contact avec les orthogneiss sous-jacents (Figure 3.1) (Amstutz, 1962; Pennachioni, 1988). Les marbres et les cargneules disparaissent vers l'Est (en Valeille), mais sont "remplacés" par des mylonites au sein des orthogneiss ocellés.

Permo-Scythien (?)

6) Quartzites et micaschistes à grenat-ankérite.

Généralités:

Des roches métasédimentaires non graphiteuses attribuables au Permien (ou au Permo-Trias) n'ont jamais été identifiées dans le Grand Paradis jusqu'à présent. Par contre, dans les unités briançonnaises voisines, le Permien ou Permo-Scythien comprendrait:

- dans le Briançonnais externe, depuis la région de Briançon (Debelmas, 1955) jusqu'à certains secteurs occidentaux de la Vanoise, où seule la "zone houillère" est représentée (Ellenberger, 1958), le Carbonifère supérieur, fossilifère, surmonté en discordance par des faciès gréseux et arkosiques, souvent conglomératiques, ces derniers contenant des galets de quartz et de rhyolite. A ces faciès grésos-conglomératiques bigarrés succèdent en continuité des quartzites blancs, azoïques, qui sont supposés d'âge Trias inférieur ("Werfénien", "Scythien").

- dans l'unité du Sapey-Ruitor, les roches polymétamorphiques et les orthogneiss associés, parfois recouverts en discordance par des faciès grésos-conglomératiques bariolés (Néopermien d'Ellenberger, 1958), dans lesquels Debelmas et al. (1989) notent la présence de traînées diffuses ou de nodules de carbonates bruns ankéritiques. A ces faciès succèdent localement des quartzites blancs (Trias inf.).

- dans le Briançonnais interne, ou "zone Vanoise-Mont Pourri", ou "zona interna" (Caby, 1968; Cigolini, 1995; Ellenberger, 1958; Guillot & Raoult, 1985), les séquences attribuées au Permo-Trias, qui ont en commun la présence d'ankérite. Ainsi Caby (1968, p; 97-98) décrit-il "un Permo-Trias (20-150 m) lenticulaire, formé de quartzites très phylliteux ankéritiques encore mêlés à des gneiss albitiques; cet ensemble renferme des galets disséminés de quartz blanc ainsi que des nodules ankéritiques. Cigolini (1995, p. 303-304) attribue pour sa part au Permien supérieur des orthogneiss granitiques, des quartzites blancs (interprétés comme des roches silicifiées, hydrothermalisées au contact des orthogneiss), des quartzites rougeâtres à mica blanc, +/- grenat, chloritoïde et pyrite, et des micaschistes "argentés" à mica blanc, albite, quartz, chlorite, +/- épidote, carbonate (calcite et ankérite) et tourmaline.

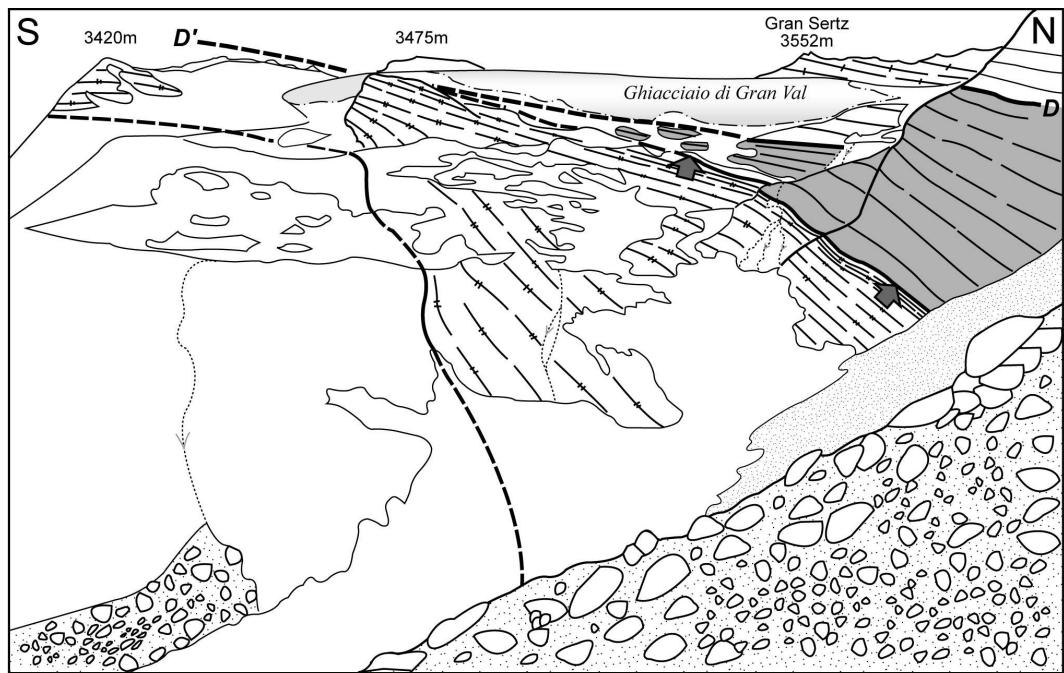
En conséquence, la mise en évidence de roches quartziteuses ou micaschisteuses à ankérite au sein de l'unité du Grand Paradis nécessite une discussion attentive.

Description générale et position structurale :

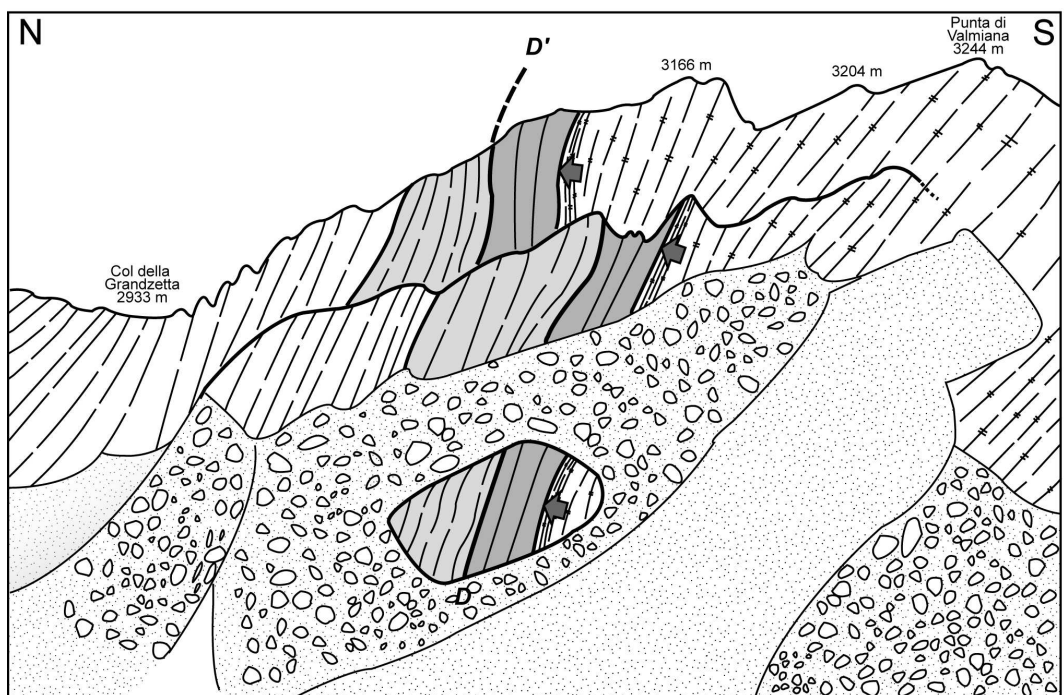
Dans le secteur étudié, un niveau associant trois faciès à ankérite (quartzites, micaschistes et éclogites plus ou moins amphibolitisées) est structuralement situé au-dessous des micaschistes à reliques de grenat antéalpains (de type Tsésère) et au-dessus de la zone mylonitique, au sommet de l'orthogneiss de type Herbetet. L'épaisseur de cet ensemble carbonaté est d'environ 20m. L'altération des quartzites confère à ce niveau une nette couleur rougeâtre. De ce fait, ce niveau est facilement identifiable sur les deux flancs du Valnontey (Figure 3.4) et de la Valeille. D'est en ouest, nous avons examiné ces faciès au pied du glacier du Grand Sertz (Figure 3.4a), sur le sentier entre le Refuge Sella et les cabanes de l'Herbetet, à la base des parois en rive gauche du Valnontey; à Pian della Turnetta, dans les éperons à l'ouest de la Punta Valmiana (Figure 3.4b), à la base des parois sur les deux rives de la Valeille, au niveau de la cabane de l'Arolla en rive gauche de la Valeille et enfin au col de l'Arolla. De manière globale, ce niveau constitue un repère lithologique majeur, s'amincissant vers l'Est jusqu'à disparaître en rive gauche du vallon de Bardoney, les dernières traces de quartzites étant observés au Col de l'Arolla. Malgré plusieurs tentatives en bordure du glacier du Gran Val, nous n'avons pu identifier ces faciès sur l'arête est du Grand Sertz.

Description macroscopique:

Pour la lisibilité de la carte, nous avons regroupé les trois lithologies (quartzites, micaschistes et éclogites amphibolitisées). Les quartzites à grenat-ankérite (Figure 3.5) et les micaschistes à grenat-ankérite (Figure 3.6) diffèrent essentiellement par la teneur en mica blanc. En général (Figure 3.4), les quartzites sont situés au contact avec les orthogneiss oillés, mylonitisés, sous-jacents, et ont une épaisseur de l'ordre de 0 à 10m. Aux quartzites succèdent les micaschistes, ayant de 5 à 15m d'épaisseur, des boudins d'éclogites ou d'amphibolites à carbonates étant parfois observés au sommet des micaschistes.



(a)



(b)

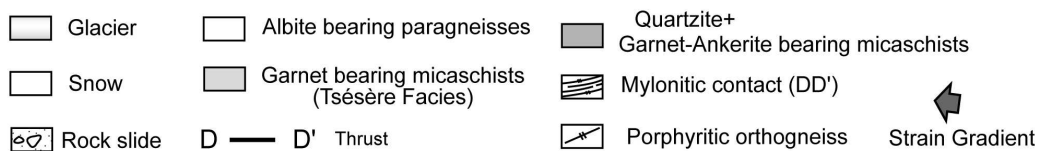


Figure 3.4. Localisation du niveau de micaschistes, quartzites et amphibolites à ankérite dans le Valnontey. a) En dessous du Glacier du Gran Val, dans le Grand Val en rive gauche du Valnontey, et b) à Pian della Turnetta, dans les éperons à l'ouest de la Punta Valmiana, en rive droite du Valnontey. Dessins à partir de photographies.

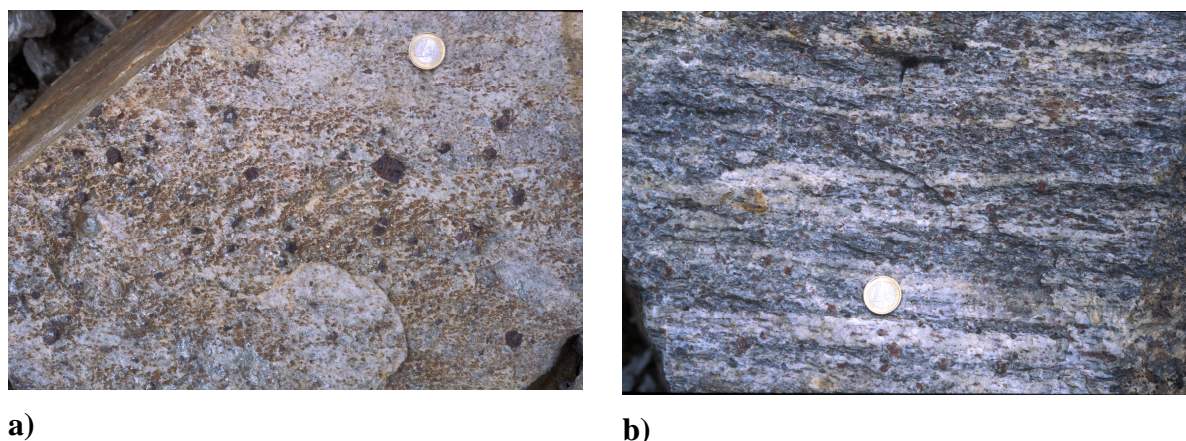


Figure 3.5. Photographies des quartzites à grenat et ankérite dans les falaises à la base du glacier du Gran Val. a) plan parallèle à la foliation, où l'on observe des taches rouge sombre (grenat), et des taches orangées qui sont des oxydes de fer témoignant de la dissolution de l'ankérite; b) plan perpendiculaire à la foliation, montrant le litage de ces quartzites.



Figure 3.6. a) Micaschistes à grenat-ankérite: les petites taches noires sont des grains de grenat et les petites cavités de couleur orange résultent de la dissolution des carbonates, avec un résidu d'hydroxydes de fer, b) petits boudins de carbonates dans les micaschistes à grenat-ankérite (Photographies réalisées à la base du glacier du Gran Val).

Quartzites et micaschistes (Figure 3.7 = tableau) montrent une paragenèse précoce, antérieure à la foliation majeure, à grenat-carbonate-phengite-rutile et parfois chloritoïde. Ce dernier est également observé en inclusion dans le grenat de plusieurs échantillons. La foliation des quartzites et micaschistes est définie par la fabrique de forme du quartz, du mica blanc, du carbonate, de la chlorite (se développant souvent en ombres de pression autour du grenat) et de la biotite, apparaissant au contact grenat-phengite. La déformation majeure est donc postérieure à un épisode de haute pression.

Les metabasites comprennent deux paragenèses. Une première association, relictuelle, comprend grenat, mica blanc et rutile, une association de haute pression. Des éclogites sont

exceptionnellement préservées, sur l'arête ouest de la Punta Tsesère, en rive droite de la Valeille, et ont été antérieurement décrites sous le terme d'éclogites de type III par Ballèvre (1988). Les associations synchrones de la déformation majeure sont dominées par l'albite, l'amphibole bleue-verte, de biotite, chlorite et sphène. Dans ces roches, seul le grenat relictuel témoigne d'un stade éclogitique antérieur à l'amphibolitisation. Autre fait remarquable: certains grains de grenat montrent des inclusions polyminérales (à mica blanc et épidote), de contour losangique, qui évoquent des pseudomorphoses de lawsonite, un possible témoin de l'épisode de haute pression.

Echantillon	Roche	Assemblage 1 (Antécinématique)	Assemblage 2 (Syncinématique)
Glacier Gran Val (Rive gauche Valnontey)			
LAU10A	Quartzite	Qtz - Grt (incl Cld) - Ank - Phe	Phe - Chl
LAU10b	Quartzite	Qtz - Grt - Rt - Cld - Ank - Phe	Phe - Chl
LAU11A	Nodule à Grt	Qtz - Grt - Carbonates - Bt	Ttn - Chl
LAU12B	Nodule à Grt	Qtz - Grt - Carbonates - Bt	Ttn - Chl
Sentier Rifugio Sella-Cabanne de l'Herbetet (Rive gauche Valnontey)			
LAU9	Amphibolite	Qtz - Grt (incl Lws) - Ank	Ttn - Ilm - Chl - Amph bleue verte
Base paroi (Rive gauche Valnontey)			
FICH5	Quartzite	Qtz - Grt (incl Cld) - Phe - Ank	Phe - Ilm - (Amph verte)
FICH6a	Amphibolite	Qtz - Grt(Rt) - Phe - Ank	Ttn - Chl - Amph bleue verte
FICH6b	Amphibolite	Qtz - Grt(Rt) - Phe - Ank	Ttn - Ilm - Chl - Amph bleue verte
Pian della Turnetta (Rive droite Valnontey)			
TURN3	Micaschiste	Qtz - Phe - Grt - Ank - Rt	Phe - Ilm
TURN4	Micaschiste	Qtz - Phe - Grt (incl Cld) - Ank	Phe - Amph verte - Ilm
TUR8a	Eclogite amphibolitisée	Grt - Omp - Rt - Ank - Qtz - Czo	Ilm - Ttn - Amph bleue verte
TUR8b	Eclogite amphibolitisée	Grt - Omp - Rt - Ank - Qtz - Czo	Ilm - Ttn - Amph bleue verte
TUR9	Quartzite	Qtz - Ank - Phe	Ilm - Phe
Eperon ouest Punta Valmiana (Rive droite Valnontey)			
TUR11	Micaschiste	Qtz - Ank - Grt (incl Cld) - Phe	Phe
TUR13	Amphibolite	Qtz - Grt (incl Cld) - Ank - Phe - Czo	Amph bleue verte - Ilm
Rive droite Valeille (chemin des gardiens au Nord des cabannes de l'Arolla)			
ARO2	Eclogite	Qtz - Grt - Omp - Ank - Phe - Czo	Ttn - Amph bleue verte
ARO3	Eclogite	Qtz - Grt - Omp - Ank - Phe - Czo	Ttn - Amph bleue verte
ARO4	Amphibolite	Qtz - Grt - Ank - Phe - Qtz	Ttn - Amph bleue verte
ARO5	Micaschiste	Qtz - Ab - Grt - Phe - Grt1? - Bt	Phe - Chl
ARO6	Micaschiste	Grt - Ank - Ab - Grt - Phe	Phe - Chl
ARO12	Eclogite amphibolitisée	Grt - Omp - Ank - Phe - Czo - Qtz	Ttn - Amph bleue verte
ARO13	Amphibolite	Qtz - Grt (Lws?) - Ank	Ttn - Ilm - Amph bleue verte - Chl
Rive Gauche Bardoney (échantillons volants sur le sentier montant au Col dell Arolla)			
BAR14	Eclogite amphibolitisée	Grt - Omp - Ank - Phe - Czo	Ilm - Ttn - Amph bleue verte
BAR16	Eclogite amphibolitisée	Grt - Omp - Ank - Phe - Czo	Ttn - Amph bleue verte

Figure 3.7. Tableau récapitulatif des différentes paragenèses observées dans les échantillons de quartzites, micaschistes et amphibolites du niveau à ankérite.

Discussion:

Les niveaux de quartzites, micaschistes et amphibolites à ankérite sont seulement connus, dans le massif du Grand Paradis, dans l'unité que nous venons de cartographier. De

telles lithologies sont inconnues dans les massifs du Mont Rose et Dora-Maira. Par contre, ce niveau est tout à fait semblable à celui décrit par Cigolini (1995) dans le Briançonnais interne du val de Rhêmes, et, plus généralement, au Permo-Trias des deux unités internes du Briançonnais: l'unité Sapey-Ruitor, et la zone Vanoise - Mont Pourri (dont le secteur étudié par Cigolini représente la prolongation en val d'Aoste). De ce fait, sous réserve de futures études pétrologiques détaillées, qui sont nécessaires pour éclaircir la signification des textures du grenat dans quelques échantillons, nous proposons de considérer les quartzites, micaschistes et éclogites à ankérite comme du Permo-Scythien métamorphique.

Faciès orthodérivés acides

Une des principales difficultés pour décrire la structure de l'unité du Grand Paradis est la présence de nombreux orthogneiss probablement d'âge tardi paléozoïque (Bertrand et al., 2000; Chessex et al., 1964). Même si macroscopiquement, les différents faciès d'orthogneiss, en particulier pour les orthogneiss ocellés, ne sont pas facilement distinguables sur le terrain, la cartographie détaillée ainsi qu'une étude géochimique de ces différents orthogneiss ont permis de penser que les différentes lames observées dérivent de plusieurs intrusions granitiques. Il semble donc important de nommer différemment ces différentes lames et de préciser leur localisation et leur extension au sein de l'unité du Grand Paradis. Ces différentes lames se sont révélées être de bons marqueurs de la structure du massif du Grand Paradis.

7) Orthogneiss

7a Orthogneiss ocellé du Lauson

Description générale et position structurale:

La couverture mésozoïque décrite ci-dessus sépare les unités continentales du massif du Grand Paradis des unités océaniques sus-jacentes. Dans l'unité continentale, un orthogneiss se trouve directement au contact de cette couverture mésozoïque. Cet orthogneiss est très bien visible tous le long du chemin allant au Refuge Vittorio Sella (rive gauche du Valnontey), ainsi que dans la majorité du vallon de Lauson, où se trouve le refuge. Nous avons donc choisi d'appeler cet orthogneiss, l'orthogneiss du Lauson.

Au sein de cet orthogneiss, une fine bande de cargneules et de dolomites est observée (voir (5)). Cette lame de mésozoïque s'amincit, et disparaît vers l'Est, une zone mylonitique est cependant retrouvée dans le prolongement de cette bande de cargneules, dans les vallées de la Valeille et de Bardoney. Il s'agit donc d'une écaille de couverture mésozoïque coincée au sein de cet orthogneiss du Lauson. La zone mylonitique avait initialement été indiquée par Amstutz (Amstutz, 1962) comme une fine bande de paragneiss intercalée au sein des orthogneiss et qui pouvait être suivie vers l'Est de la zone étudiée, jusqu'à l'arête séparant la vallée de Bardoney de celle de Acque Rosse.

L'épaisseur de ces orthogneiss est assez importante (entre 500 et 600m).

Description macroscopique :

Le contact tectonique décrit ci-dessus permet de séparer l'orthogneiss du Lauson en deux unités (inférieure et supérieure). Ces deux ensembles ne montrent pas de différences lithologiques importantes, en effet cet orthogneiss est lithologiquement indifférenciable de part et d'autre du contact. Dans sa forme la plus commune, cet orthogneiss est grossièrement oeilé, les porphyroclastes de feldspath potassique sont de taille centimétrique (Figure 3.8b).

Cependant, au sein des deux unités, des variations lithologiques sont tout de même à signaler, cet orthogneiss grossièrement oeilé présente des bordures plus leucocrate et à grains fins et parfois finement oeilé (Figure 3.8a), ces variations semblent indiquer des variations de composition de l'intrusion granitique et plus particulièrement en bordure de l'intrusion.

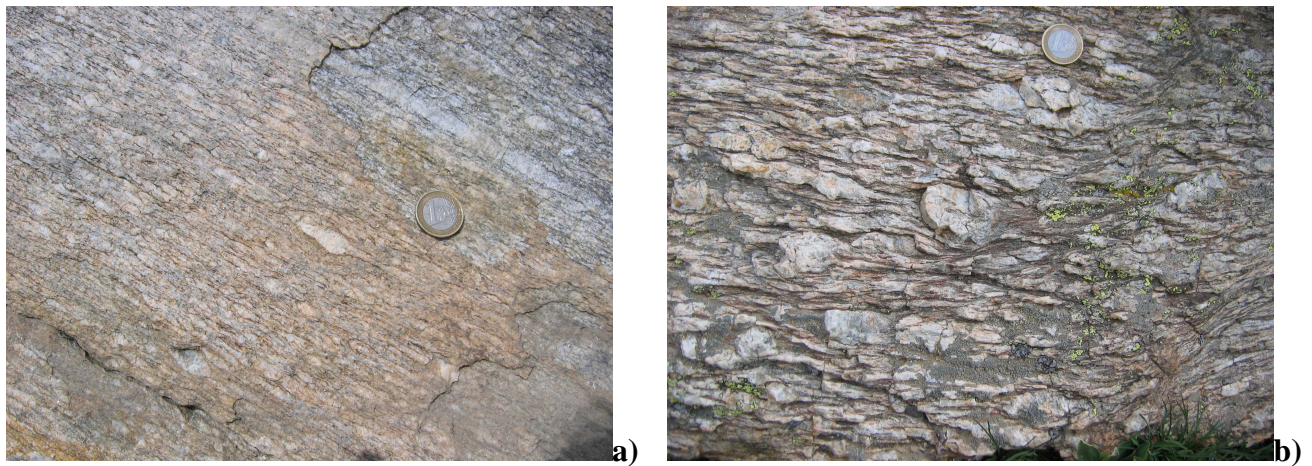


Figure 3.8. Orthogneiss oeilés du Lauson, a) faciès leucocrate à grain moyen (montée au refuge V.Sella, rive gauche du Valnontey); b) faciès à grain grossier photographié (Lac Lauson, rive gauche du Valnontey).

Description microscopique :

La foliation majeure de cet orthogneiss porphyrique à porphyroclastes de Kfs est définie par l'alignement des grains de quartz, de phengite, de biotite, de clinozoisite et de sphène. La biotite est toujours en contact avec les grains de phengite et semble se développer au dépend de celle-ci. Cette biotite étant souvent partiellement remplacée par de la chlorite.

La zone mylonitique correspondant au contact tectonique (BB'), présente lorsque les cargneules sont absentes, est constituée de quartz, biotite, phengite, microcline, clinozoisite et chlorite. La foliation est définie par l'alignement de quartz, de biotite, de phengite et de chlorite. Contrairement à la biotite brune dans l'orthogneiss oeilé, la biotite est verte dans cette zone mylonitique. La couleur de la biotite dépend de la teneur en Ti.

7b Orthogneiss non oillé de Leutta

Description générale et position structurale:

Une bande d'orthogneiss leucocrate d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur est identifiée à travers les 3 vallées, de la rive droite du Vallon de Bardoney jusqu'en rive droite du Valnontey en passant par la vallée de la Valeille. Cette bande n'a pas encore été localisée en rive gauche du Valnontey. Cette bande d'orthogneiss traverse la vallée du Valnontey au niveau des cabanes de Leutta, d'où le nom d'orthogneiss de Leutta.

Description macroscopique :

L'orthogneiss de Leutta est un orthogneiss leucocrate à grain fin. Une des caractéristiques de cet orthogneiss est la présence de grandes cavités qui permettent son identification d'un flanc à l'autre de la vallée.

7c Orthogneiss oillé de l'Herbetet

Description générale et position structurale:

Cette lame d'orthogneiss oillée est observée et peut être suivie le long des trois vallées étudiées (Valnontey, Valeille, et Bardoney), des falaises descendant de la Torre di Lavinaz à l'Est jusqu'au sommet de l'Herbetet à l'Ouest. De récentes reconnaissances le long de l'arête séparant le Valnontey du Valsavarenche, où la foliation est sub-horizontale, suggèrent que cette lame d'orthogneiss oillés correspondrait à celle qui affleure au sommet du Grand Paradis (Figure 3.9). Puisqu'il s'agit seulement d'une supposition et non d'une véritable observation, nous avons choisi d'appeler cette lame d'orthogneiss, l'orthogneiss de l'Herbetet.



Figure 3.9. Foliation plane dans les orthogneiss ocellés au sommet du Grand Paradis (4061m).

Nos observations ainsi que celles de plusieurs auteurs indiquent que cette lame d'orthogneiss n'affleure pas au fond des vallées du Valnontey et de la Valeille (Ballèvre, 1988; Compagnoni et al., 1974; Elter, 1987 ; Vissers & Compagnoni, 1984), contrairement à la carte géologique proposée par Amstutz (1962), qui proposait que cette lame d'orthogneiss était continue et pouvait être suivie sans interruption dans les deux vallées. L'épaisseur de cette lame d'orthogneiss ne fait que diminuer des crêtes les plus hautes (Herbetet, Punta Valmianaz, Col dell'Arrolaz, Torre di Lavinaz) jusqu'au plus bas dans le fond des vallées, jusqu'à disparaître totalement vers l'altitude 2000m dans les vallées du Valnontey et de la Valeille. Cette lame disparaît vers 2000m, elle est donc encore observable au fond de la vallée de Bardoney puisqu'il se situe à une altitude de 2200-2300m.

La bordure supérieure de l'orthogneiss de l'Herbetet présente un gradient de déformation montrant une transition progressive d'un orthogneiss ocellé à un gneiss à grains fins sur une épaisseur de 5 à 10 mètres (Figure 3.10). Ce gradient de déformation est systématiquement observé à la bordure supérieure de cet orthogneiss et correspond à une zone mylonitique majeure, en contact avec une bande de quartzite (décrite ci-dessous).

Nous interprétons ce contact comme un contact tectonique majeur, que nous appellerons le contact CC'.

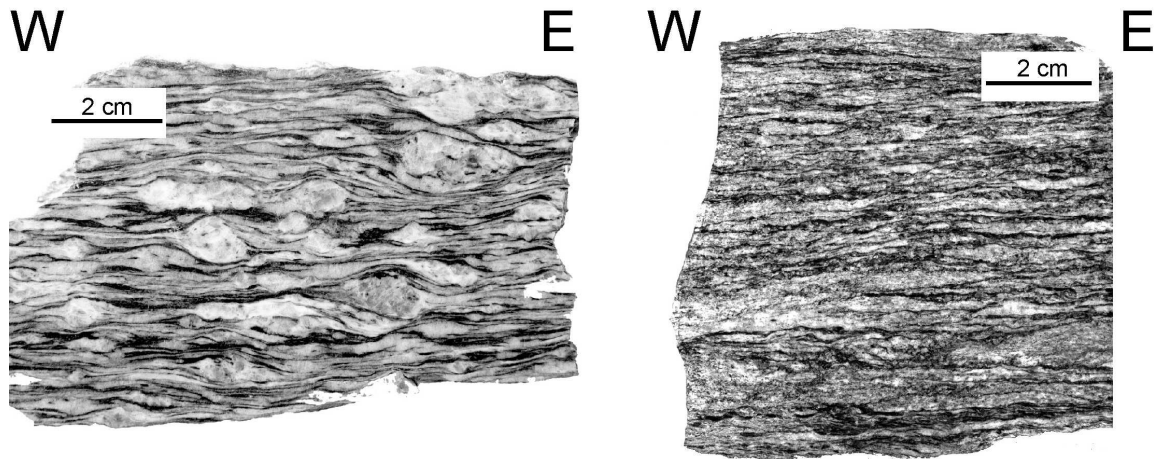


Figure 3.10. Gradient de déformation observé en bordure Nord de l'orthogneiss de l'Herbetet, au contact du niveau de micaschistes, de quartzites et d'amphibolite à ankérite probablement d'âge Permo-Scythien. **A gauche :** orthogneiss oeillé montrant de nombreuses bandes de cisaillement indiquant un sens de cisaillement du haut de la série vers l'Ouest. **A droite :** même orthogneiss, fortement déformé, à texture mylonitique, où quelques bandes de cisaillement sont encore visibles et indiquent également un cisaillement vers l'Ouest.

Description macroscopique :

L'orthogneiss de l'Herbetet est un orthogneiss oeillé dérivant d'un granite porphyrique. La foliation majeure de cet orthogneiss est définie par l'alignement de nombreuses biotites qui lui donnent une teinte sombre. Cet orthogneiss se reconnaît facilement par l'abondance de porphyroclastes de feldspaths potassiques, de nombreuses petites enclaves à grains fins déformées et de quelques filons aplitiques plissés. Cet orthogneiss oeillé ainsi que la zone mylonitique sur sa bordure Nord présente de nombreuses bandes de cisaillement indiquant un sens de cisaillement vers l'ouest. De nombreuses veines à quartz-chlorite-albite et carbonates (Figure 3.11) recoupant la foliation sont observées en bordure Nord de cet orthogneiss, non loin de la zone mylonitique.

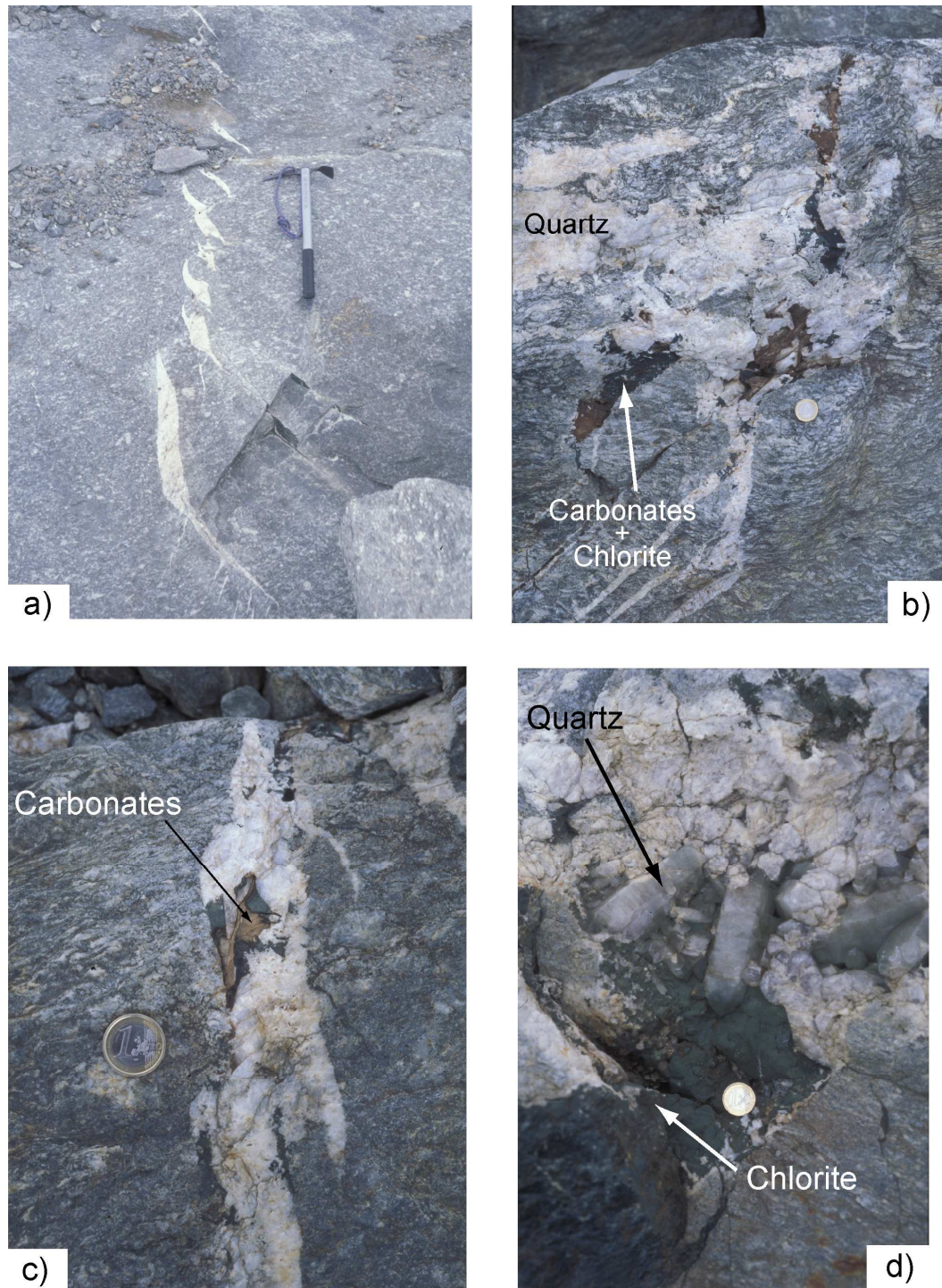


Figure 3.11. Veines à albite-quartz-chlorite-carbonate. Ces veines recoupent la foliation de l'orthogneiss de l'Herbetet (photographies dans les pols glaciaires au pied du glacier du Gran Val) a) Fentes en échelon ; b-c et d) Veines à quartz-albite-chlorite-carbonate.

Description microscopique :

Les minéraux observés sont les suivants : porphyroclastes de feldspath potassique-quartz-albite-phengite-biotite-clinozoisite-sphène-grenat-apatite.

La foliation de cet orthogneiss porphyrique est définie par l'alignement des grains de quartz, de muscovite (phengite), de biotite, de clinozoisite, de sphène et d'apatite. Tous ces minéraux sont donc associés à la dernière déformation majeure. Associée à cette foliation, de nombreuses bandes de cisaillement à micas blancs indiquent un cisaillement vers l'ouest. Cette phase de déformation semble s'être déroulée à des conditions de plutôt moyenne pression et de faible température. Mise à part les grains de phengite, aucune relique d'un stade de haute pression n'a pu être identifiée au sein de cet orthogneiss. Cette déformation alpine étant assez importante, les seuls minéraux magmatiques préservés sont les porphyroclastes de feldspath potassique. La biotite semble se développer tardivement au dépend de la phengite et des très rares grenats, puisqu'elle se trouve toujours en bordure ou au contact de ceux-ci. Quelques rares grains de chlorite sont à signaler, ils se développent au dépend de la biotite.

7d Orthogneiss de Valmiana

Description générale et position structurale:

Deux lames d'orthogneiss leucocrates sont observées sur les deux rives de la vallée du Valnontey au niveau du petit "village" de Valmiana. Aussi proposons-nous le nom d'orthogneiss de Valmiana pour ces deux lames. Ces deux lames sont de faible épaisseur (10-15 mètres maximum). Une première lame d'orthogneiss leucocrate, à grain fin, s'amincit puis disparaît vers le Sud. Quelques mètres au dessus de cet orthogneiss, une deuxième lame d'orthogneiss affleure, indifférenciable lithologiquement du premier (Figure 3.12).

Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la présence de ces deux bandes d'orthogneiss: (i) Il s'agit de deux bandes distinctes dérivant de deux intrusions distinctes de granite. (ii) Ces deux lames constituent un seul et même orthogneiss, la duplication serait dû au plissement de cette bande d'orthogneiss, le flanc inverse du pli serait très aminci et donc très difficile à identifier.

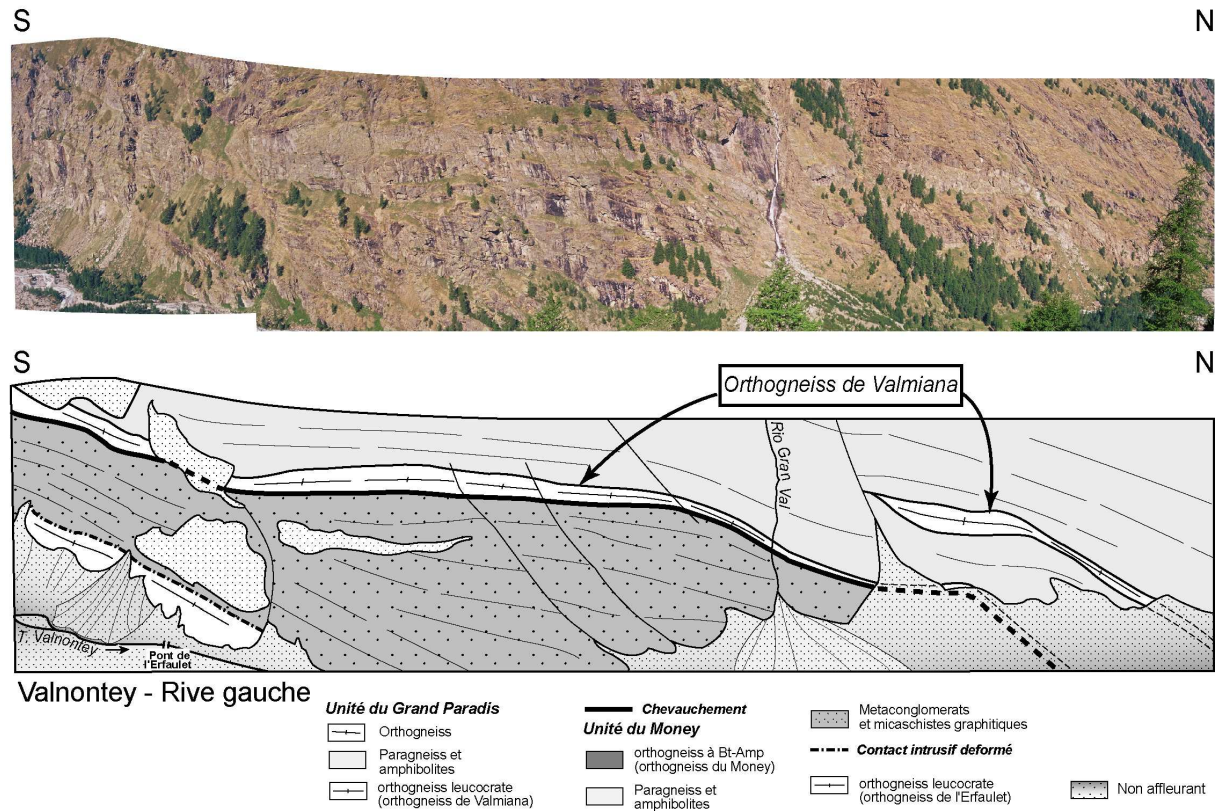


Figure 3.12. Panorama réalisé depuis la rive droite (chemin du Money) du Valnontey en direction de la rive gauche (vers l'Ouest). Ce panorama permet d'observer les deux bandes d'orthogneiss de Valmiana, situé à la limite entre les unités du Grand Paradis et du Money. Cet orthogneiss étant leucocrate, il est facilement identifiable d'un flanc de vallée à l'autre.

Malgré la faible épaisseur de cet orthogneiss, l'orthogneiss de Valmiana est une des lithologies importantes de l'unité du Grand Paradis. En effet, cette lame d'orthogneiss est située exactement au contact entre l'unité du Grand Paradis et l'unité du Money. Cet orthogneiss appartient à l'unité du Grand Paradis, le contact étant situé juste à quelques mètres en dessous de celui-ci. La cartographie de ce formidable repère lithologique s'est avérée fondamentale pour mieux comprendre la géométrie de ce contact majeur.

Description macroscopique:

Cet orthogneiss est leucocrate à grains très fins. La blancheur de l'orthogneiss de Valmiana fait de lui un très bon repère lithologique. Aucune enclave n'a pu être identifiée dans ces orthogneiss, qui paraissent à première vue homogènes.

7e Orthogneiss (à lentilles de méta granite non déformé) de Bardoney

Description générale et position structurale:

Une lame d'orthogneiss ocellé d'assez faible épaisseur (environ 50m) affleure uniquement en rive droite et au fond du vallon de Bardoney, et peut être suivie en rive droite, jusqu'au point côté 3133 m situé sur l'arête séparant la Punta di Acque Rosse au Nord et la Torre di Lavina au Sud. Cet orthogneiss contient des lentilles de méta granite non déformé. Un seul petit affleurement, découvert à ce jour, permet d'observer une de ces lentilles de granite porphyrique (Ballèvre, 1988). Ce granite affleure dans le torrent principal du vallon de Bardoney et à quelques mètres du chemin qui traverse la vallée en N-S, à mi-chemin entre le contact des unités océaniques et des unités continentales et le col de Bardoney. L'examen des éboulis descendant de ce point côté nous laisse penser qu'un autre affleurement de granite non déformé doit exister un peu plus haut au niveau de ce point côté (à vérifier sur l'arête au Nord de la Torre di Lavina).

Description macroscopique :

Ce méta granite, déformé de manière très hétérogène, est leucocrate, porphyrique (porphyroclastes de Kfs). Une des caractéristiques principales de cet orthogneiss est la présence d'un nombre important d'enclaves magmatiques et d'enclaves de roches métasédimentaires constituant l'encaissant (Figure 3.13 et 3.14a).

Au sein des lentilles de granite porphyrique, aucune déformation interne n'est à signaler. La déformation étant localisée aux bordures de ce granite et dans de nombreuses zones de cisaillement étroites (5-10 cm d'épaisseur), subverticales, de direction E-W (Figure 3.14b)



Figure 3.13. Orthogneiss de Bardoney avec une enclave microgrenue sombre, allongée parallèlement à la foliation. L'orthogneiss présente de nombreuses bandes de cisaillement, d'espacement centimétrique, indiquant un sens de cisaillement du haut vers l'Ouest. Photographie réalisée en rive droite du Vallon de Bardoney, dans le cirque en dessous du glacier de Lavina (ce dernier ayant maintenant presque totalement disparu).

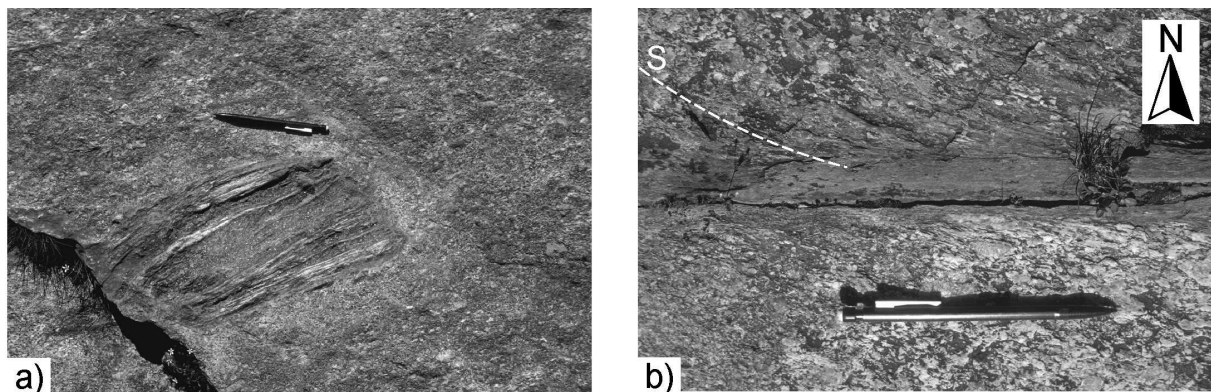


Figure 3.14. Granite non déformé de Bardoney. a) Enclaves de roches de l'encaissant (roche foliée) ; b) Zones de cisaillement verticales d'orientation E-W marquées par le développement d'une schistosité qui naît à environ 45° puis se parallélise à la zone de cisaillement.

Description microscopique:

Du fait de l'absence de déformation, les phases magmatiques sont encore clairement identifiables et parfois très bien préservées. Les minéraux magmatiques sont le quartz, allanite, feldspath potassique, plagioclase, biotite et ilménite. Des transformations métamorphiques mineures sont à noter : le plagioclase, pourtant assez bien préservé, est

partiellement ou totalement remplacé par des agrégats à albite, clinozoisite, et phengite ; l'ilménite s'entoure systématiquement d'une couronne de sphène.

De fortes transformations minéralogiques sont observées dans les zones de forte déformation alpine, (i) en bordure des zones non déformées et (ii) dans les zones de cisaillement subverticales qui recoupent les faciès non déformés.

(i) La foliation dans les bordures déformées du granite est définie par du quartz, de la biotite brune, de la clinozoisite, du sphène et de l'albite (quelques reliques magmatiques sont préservées : porphyroclastes de feldspath potassique et d'allanite). La clinozoisite croît à la bordure de l'allanite quand l'allanite est au contact avec de l'albite.

(ii) La foliation dans les zones de cisaillement E-W qui recoupent le granite est définie par l'allongement de grains fins de quartz, de chlorite et de clinozoisite, la chlorite se développant au dépend de la biotite et le sphène au dépend de l'ilménite.

7f Métagranite (non déformé) de Borghi

Une description détaillée de ce faciès est présentée au sein du **chapitre 9** s'intéressant à la préservation de roches préalpines non déformées à l'Alpin.

Description générale et position structurale:

Un affleurement spectaculaire fut découvert dans la vallée du Valnontey lors de la seconde mission de terrain (été 2003). Cet affleurement se trouve exactement sur un éperon rocheux qui contient les points cotés 2750 et 2946 m, aux pieds du Colle Gran Crou. On y accède en traversant le glacier puis en marchant sur une moraine quelques mètres au dessus du Bivouac Borghi. Cet affleurement permet d'observer une brèche magmatique. En effet, deux types de roches sont identifiés ici, un granite porphyrique non déformé et un paragneiss lité à grains très fins. Le granite non déformé est intrusif dans ces roches à grains fins qui constituent les roches de l'encaissant. Les contacts intrusifs sont très bien conservés, aucune déformation alpine n'affecte l'ensemble.

L'examen aux jumelles des parois situées aux alentours nous permet de penser que ces volumes de roches non déformées se poursuivent dans la face Nord de la Roccia Viva.

Description macroscopique:

Cet affleurement est une brèche magmatique montrant un granite recoupant le litage d'une roche sombre à grains fins interprétée comme étant une cornéenne (Figure 3.15). Ce

granite leucocrate porphyrique, ne présente aucune déformation interne. Sa caractéristique principale est de présenter un nombre important d'enclaves d'origine magmatique ou provenant des roches de l'encaissant. Ces enclaves ne sont pas déformées mais semblent présenter une légère orientation qui pourrait être d'origine magmatique, ou associée à une très faible déformation. D'étroites zones de cisaillement verticales d'orientation E-W recoupent le granite, la déformation semble être localisée principalement le long de celles-ci.



Figure 3.15. Contact intrusif préservé : le granite non déformé, avec de nombreuses enclaves ovoïdes, montre un contact franc avec des gneiss lités à grain fin, le contact étant oblique au litage dans les gneiss.

Description microscopique :

Les minéraux observés sont les suivants : quartz, plagioclase, orthose, biotite, petits micas blancs, chlorite, sphène, ilménite.

Ce granite non déformé est constitué en majorité par des minéraux d'origine magmatique : quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite brune. Les transformations métamorphiques sont très limitées (sphène, muscovite et chlorite autour de la biotite). De plus, des analyses à la microsonde électronique (BORG2) révèlent une préservation parfaite du plagioclase (An 23-29). Ce granite ne montre aucune déformation alpine s.l., et de très faibles (presque inexistantes) transformations métamorphiques.

7g Orthogneiss mylonitique

Description générale et position structurale:

Une très étroite lame (10 m d'épaisseur) d'orthogneiss oeillé mylonitique est observée sur les deux rives de la vallée du Valnontey. Elle traverse le chemin montant à l'Herbetet en rive gauche, et se trouve à quelques mètres sous le bivouac du Money en rive droite. Cet orthogneiss se trouve au sein de paragneiss albitiques. Cette lame est plissée, en rive gauche les asymétries de pli sont en Z. Un grand pli d'axe E-W affecte cet orthogneiss et empêche sa prolongation vers le Sud.

Description macroscopique:

Il s'agit d'un orthogneiss oeillé à grands cristaux de feldspath potassique, assez sombre de part la présence de nombreux grains de biotite. La caractéristique principale de ce faciès est qu'il est extrêmement déformé (Figure 3.16).



Figure 3.16. Orthogneiss mylonitique (photographie réalisée dans le sentier de la cabane de l'Herbetet (rive gauche du Valnontey). Le crayon donne l'échelle.

Faciès paradérivés (polymétamorphiques)

8) Paragneiss

Contrairement à l'unité du Money, détaillée plus tard, l'unité du Grand Paradis présente de nombreux faciès paradérivés contenant des reliques d'un épisode métamorphique de plus basse pression et de plus haute température, interprétés par de nombreux auteurs comme étant préalpin (Ballèvre, 1988; Callegari et al., 1969; Compagnoni et al., 1974; Compagnoni & Prato, 1969). Ces faciès sont donc polymétamorphiques car ils sont affectés par au moins 2 épisodes métamorphiques majeures, un métamorphisme Alpin de haute pression et un métamorphisme préalpin de haute température. Il existe différents types de faciès présentant des reliques d'un métamorphisme préalpin. Certains faciès présentent des minéraux reliques d'un métamorphisme préalpin (Grenat, Muscovite, Sillimanite, ...), malgré une déformation alpine importante, et d'autres présentent un litage préalpin où la déformation alpine est localisée dans d'étroites zones de cisaillement.

Le métamorphisme Alpin ss. de haute pression est très bien préservé au cœur de lentilles de roches basiques au sein de ces paragneiss polymétamorphiques. La déformation majeure affectant ces paragneiss est associée à un stade métamorphique de plus basse pression postérieur au métamorphisme Alpin ss., enregistré lors de l'exhumation de l'unité du Grand Paradis.

8a Paragneiss (indifférenciés) - Paragneiss albitique

Généralités:

L'unité du Grand Paradis est essentiellement constituée d'orthogneiss et de métasédiments. Jusqu'à présent aucun travail de détail sur les différents types de métasédiments n'avait été réalisé. Pourtant ce travail de cartographie montre que certains métasédiments peuvent être individualisés de part leur aspect macroscopique et leur contenu minéralogique. Malgré l'individualisation sur le terrain d'un nombre important de faciès particuliers, le faciès le plus abondant dans l'unité du Grand Paradis est un paragneiss riche en globules d'albite, appelé paragneiss albitique.

Description macroscopique :

Ce faciès est un faciès quartzo-feldspathique assez sombre. Sa caractéristique majeure étant la présence de très nombreux petits minéraux globuleux, qui sont des ocelles d'albite d'où le nom de paragneiss albitique. La petite taille des minéraux, comparée à la taille importante des grains observés dans les orthogneiss, ont amené les géologues italiens à appeler ces gneiss, les « gneiss minuti », nom qui est essentiellement descriptif puisqu'il ne renseigne aucunement sur le protolithes de cette roche métamorphique. Nous préférons le terme de paragneiss albitique.

Ces faciès se distinguent très facilement des différentes lames d'orthogneiss. Ils sont très sombres à grain moyen à fin et leurs contacts avec les différents orthogneiss avoisinants sont francs et facilement identifiables. Intercalés aux différentes lames d'orthogneiss décrites ci-dessus, plusieurs bandes de ces paragneiss sont identifiables. Leur épaisseur est souvent assez importante (100^m de mètres), mais souvent variable.

C'est au sein de ces paragneiss qu'affleure l'essentiel des boudins d'amphibolites (présentant parfois des reliques éclogitiques) et d'éclogites (décrites ci-dessous).

Il n'est également pas rare d'observer, à certains endroits, de nombreux filons aplitiques plissés et boudinés, souvent en concordance avec la foliation principale (Figure 3.17).



Figure 3.17. Filons aplitiques dans des paragneiss albitiques. Photographie réalisée sur le chemin balcon entre le Refuge V.Sella et les cabanes de l'Herbetet (rive gauche du Valnontey). Noter le cache de l'appareil photographique (en haut, à gauche) utilisé comme échelle.

8b Paragneiss à grenat préalpin (faciès de la Punta Tsésère).

Une étude détaillée de ce faciès est présentée dans le **chapitre 8** s'intéressant à l'histoire P-T de l'unité du Grand Paradis.

Description générale et position structurale :

Un niveau de paragneiss à grenats centimétriques est observé et peut être suivi en continu le long des trois vallées étudiées (Valnontey, Valeille, et Bardoney), du col reliant les glaciers du Lauson et du Gran Val à l'Ouest jusqu'à la Torre di Lavina à l'Est, en passant par Pian de la Turnettaz, le col de la Grandzetta et la Punta Tsésère. Nous avons donc choisi d'appeler ces paragneiss à grenat le faciès Tsésère, suivant en cela Borghi (Borghi et al., 1996). Ces paragneiss sont situés structuralement à quelques mètres au dessus de l'orthogneiss de l'Herbetet décrit précédemment.

Description macroscopique :

La caractéristique principale de cette roche (qui facilite son identification) est l'abondance de grains de grenat sombres, subautomorphes, centimétriques (0,5 à 2 cm), qui se détachent très facilement du plan de foliation (Figure 3.18). Ce faciès est parfois très micacé, et dans ce cas le terme de micaschistes albitiques serait plus approprié. La foliation est définie par la fabrique de forme des grains de quartz, de mica blanc et d'albite et semble mouler le grenat (porphyroclastes?). Quelques bandes de cisaillement sont observées, indiquant un sens de cisaillement vers l'ouest.

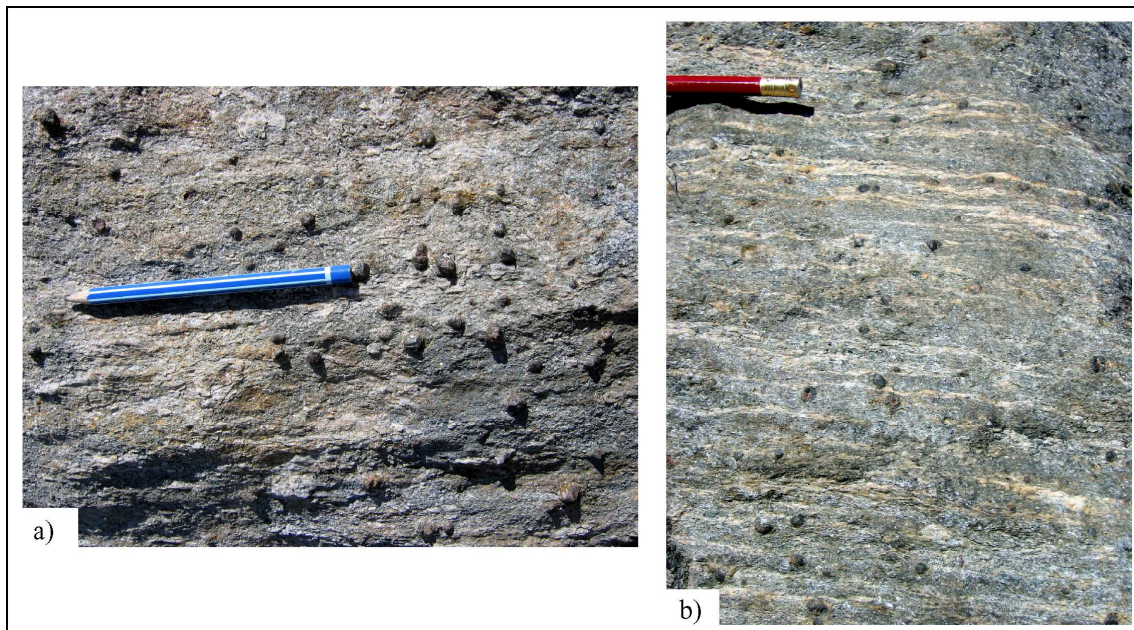


Figure 3.18. Micaschistes à grenat préalpin (type Tsésère). a) Surface de foliation sur laquelle se remarquent de nombreux grains de grenat de taille centimétrique ; b) Plan perpendiculaire à la foliation.

Description microscopique :

Textures et paragenèse :

Les minéraux observés sont les suivants : quartz, albite, mica blanc, grenat (2 générations, Grt1, Grt2), ilménite, rutile, biotite, chlorite, sphène, tourmaline, la foliation majeure étant à quartz - micas blancs - albite – grenat.

La caractéristique principale de ce faciès est la présence de **deux types de grenats** :

- (i) De nombreux porphyroblastes de grenats subautomorphes, de taille importante (0,5 - 1 cm), et riches en inclusions semblent préserver une ancienne foliation, ils semblent représenter une première génération de grenats dans cette lame. Une zone plus riche en inclusions est observée et semble être une discontinuité entre le cœur et la bordure de ces grenats.
- (ii) De nombreux petits grenats (0,05cm) se trouvent dans la foliation majeure à quartz, phengite et seraient donc associés à une deuxième génération de grenat. Ces grenats sont subautomorphes en matrice, et automorphes lorsqu'ils sont en inclusions dans l'albite. Ils sont déstabilisés au contact de la phengite, en effet, de la biotite se développe au contact de la phengite et du grenat.

Les analyses à la microsonde montre une différence de composition chimique entre ces deux grenats. De plus une discontinuité de composition très nette est observée entre le cœur et la bordure des grenats centimétriques. Cela confirme l'identification de deux générations de

grenats, et donc de deux stades métamorphiques bien distincts. De plus, le grenat 1 est en équilibre avec de l'ilménite alors que le grenat 2 semble toujours être en équilibre avec le rutile. La transformation entre ilménite-rutile est parfois très bien visible.

L'alignement des grains de mica blanc, dont l'analyse à la microsonde montre qu'il s'agit de phengite, définit la foliation principale. De la biotite néocristallise toujours à la bordure de ces petites lamelles de mica blanc et parfois en bordure des grains de grenat. Cette biotite se transforme également parfois en chlorite.

Relation cristallisation-déformation :

Ces paragneiss montrent de nombreux porphyroblastes centimétriques de grenat présentant des inclusions d'ilménite, de quartz, et de muscovite. La foliation matricielle est définie par l'alignement des grains de quartz, de phengite et d'une deuxième génération de grenats, toujours en équilibre avec le rutile. L'analyse des inclusions, ainsi que l'analyse de la composition chimique de ces deux grenats confirment l'existence de deux générations de grenat, la première étant caractéristique de pression plus faible que la deuxième. Les porphyroblastes centimétriques de grenat sont interprétés comme étant caractéristiques d'un métamorphisme préalpin (Mv), alors que les nombreux petits grenats seraient caractéristiques du métamorphisme Alpin s.l (M_{A1}).

Ces petits grenats sont automorphes lorsqu'ils se trouvent en inclusions dans les grains d'albite, et subautomorphes au contact de la phengite. Durant le trajet rétrograde, ces grenats sont déstabilisés au contact de la phengite. De la biotite se développe au contact phengite-grenat (M_{A2}).

8c Paragneiss à muscovite préalpine

Description générale et position structurale :

Ce paragneiss facilement identifiable est observé dans les vallées du Valnontey et de la Valeille, uniquement au fond et sur les flancs de ces vallées jusqu'à une altitude maximale d'environ 2600m. Ce faciès n'affleure jamais sur les arêtes séparant ces vallées, ce qui explique l'absence de ce faciès en vallée de Bardoney où l'altitude en fond de vallée est d'environ 2700m. Il semblerait que ce faciès serait situé au cœur d'un pli isoclinal kilométrique. En effet un micaschiste à Grt-Cld extrêmement microplissé (décrit ci-dessous)

est observé de part et d'autre de ce faciès. Ces micaschistes définissent un pli isoclinal kilométrique d'axe E-W à cœur de paragneiss à porphyroclastes de muscovite.

Description macroscopique :

Ce faciès est un paragneiss très sombre, riche en globules d'albite, dont la caractéristique principale est la présence de cristaux centimétriques de muscovite (1-2 cm) (Figure 3.19 et 3.20).

Des niveaux quartzo-feldspathiques leucocrates à grain grossier, d'une épaisseur allant du centimètre à la dizaine de centimètres, sont observés au sein des paragneiss à muscovite (Figure 3.19b). Ces niveaux, qui contiennent de nombreux porphyroclastes centimétriques (1-2 cm) de muscovite et de tourmaline, sont interprétés comme des veines de pegmatites déformées.

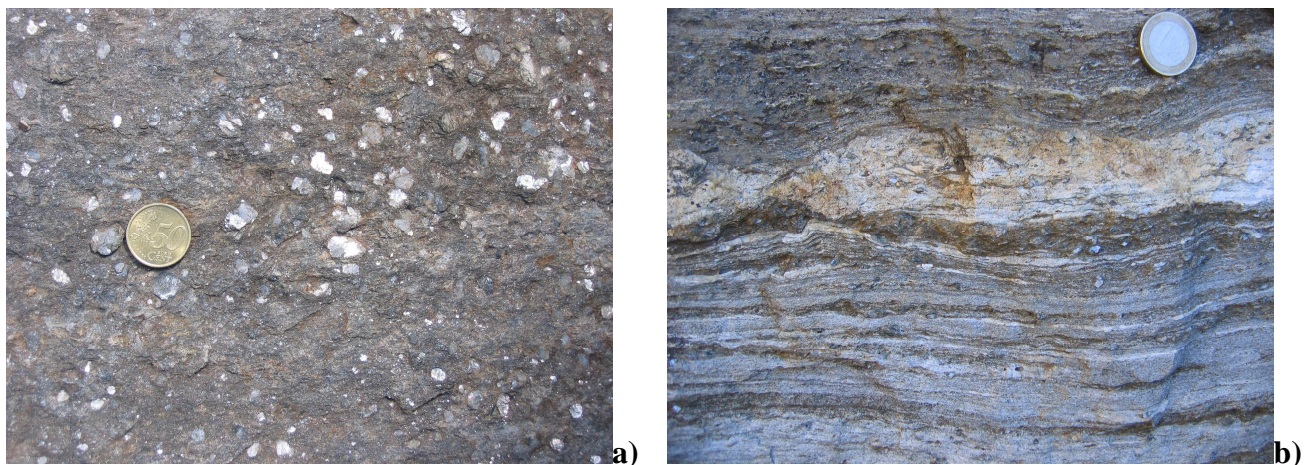


Figure 3.19. Paragneiss à muscovite préalpine. a) plan de foliation à muscovite centimétrique, b) niveaux leucocrates à Ms-Tur.

Description microscopique :

Texture et paragenèse :

Les minéraux observés sont les suivants : quartz, albite, micas blancs (2 générations), grenat, biotite, chlorite, sphène, ilménite, rutile, ...

La caractéristique principale de ce faciès est la présence de **2 types de micas blancs** (Figure 3.20a). En effet, de grands porphyroclastes de micas blancs sont moulés par une foliation constituée de petits grains de micas blancs. Les analyses réalisées à la microsonde électronique montre que la composition chimique des ces deux types de micas blancs diffèrent. La substitution phengitique étant plus importante sur les petits grains (**Phengite**)

définissant la foliation que sur les porphyroclastes (**Muscovite**), où la substitution phengitique est presque nulle. Cela confirme la présence de deux générations de micas blancs :

(i) De nombreux porphyroclastes centimétriques (0,2-1 cm) de muscovite, déformés (Kinks ...) ;

(ii) Et des petits grains de phengite dont l'alignement définit la foliation majeure. Ces petites lamelles de micas blancs présentent très souvent des aiguilles de sagénites en inclusions (aiguilles de rutile croisées, avec un angle de 120°) (Figure 3.20b).

De très petits grains de grenats, assez nombreux sont observés. Ils semblent être toujours associés aux petits grains de phengite définissant la foliation.

Plus tardivement, de la biotite se développe à la bordure des petites lamelles de micas blancs et/ou des grains de grenats. Cette biotite se transformant également parfois en chlorite.

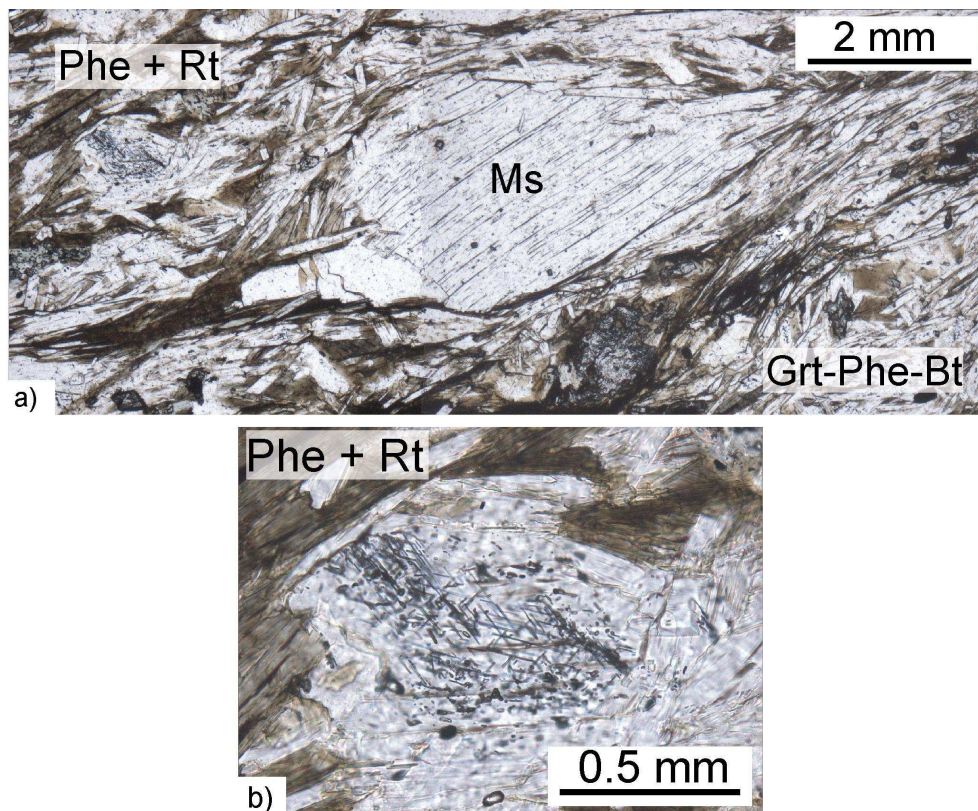


Figure 3.20. Paragneiss à muscovite préalpine (microscope, LPNA). a) Porphyroclaste de muscovite préalpine dans une foliation à grenat-phengite. Développement de biotite tardive. b) Inclusions d'aiguilles (probablement de rutile, sous forme de sagenite) dans un grain de phengite. Noter que les aiguilles noires de sagenite se recoupent avec un angle de 120° .

Relation cristallisation-déformation :

L'étude détaillée de la composition des différents micas blancs identifiés, a permis de confirmer l'existence de deux générations bien distinctes de micas blancs. Deux générations de micas qui semblent impliquer l'existence de deux stades métamorphiques. Les grandes

lamelles de muscovite nous témoignent d'un premier métamorphisme antéalpin de relativement basse pression et haute température (Mv). Les petits grains de phengite, ainsi que les petits grenats au contact, sont associés à un stade métamorphique alpin s.l de plus haute pression (M_{A1}). Un dernier stade métamorphique, associé à la déformation majeure, est identifié. Ce stade est marqué par le développement de l'albite et par la croissance de biotite au dépend de la phengite (M_{A2}).

8d Micaschistes à grenat-chloritoïde

L'assemblage grenat-chloritoïde est assez typique du métamorphisme alpin. La foliation à chloritoïde-phengite-grenat, la présence de plusieurs générations de grenat ainsi que la bonne qualité des échantillons nous ont amené à choisir ce faciès pour l'étude des conditions P-T et de l'histoire métamorphique de l'unité du Grand Paradis (**Chapitre 8**). Une description en détail de ce faciès accompagnée de nombreuses photographies figure donc au sein du **chapitre 8**.

Description générale et position structurale :

Ce faciès est une des lithologies les plus facilement reconnaissables sur le terrain. Sa cartographie détaillée dans les vallées de la Valeille et du Valnontey, a permis de noter que ces micaschistes disparaissent vers le Sud. En effet, ce faciès définit un pli isoclinal kilométrique d'axe E-W au sein de l'unité continentale du Grand Paradis. Ce pli a également permis d'expliquer la disparition vers le Sud des paragneiss à porphyroclastes de muscovite, décrits ci-dessus, puisque ces paragneiss sont situés au cœur de ce grand pli.

Description macroscopique :

Ce pli permet d'expliquer une des caractéristiques majeures de ce faciès, en effet ces micaschistes sont toujours microplissés. Ces micaschistes présentent deux schistosités, la première est plissée (S_{A1}), plissement souvent associé à une deuxième schistosité (S_{A2}). L'étude de l'asymétrie des microplis au sein de ces micaschistes nous renseignent sur notre position par rapport à ce grand pli (Flanc normal, Charnière ou flanc inverse de pli).

Ces micaschistes se présentent sous deux aspects différents : (i) parfois très brillant, de part la richesse en micas blancs, avec la présence de grenats centimétriques (0,5 cm) et de petits

grains de chloritoïde dans la matrice micacée ; (ii) et parfois très blanc, de part la richesse en quartz, avec de très beaux amas sombres pluricentimétriques de chloritoïde (Figure 3.21).

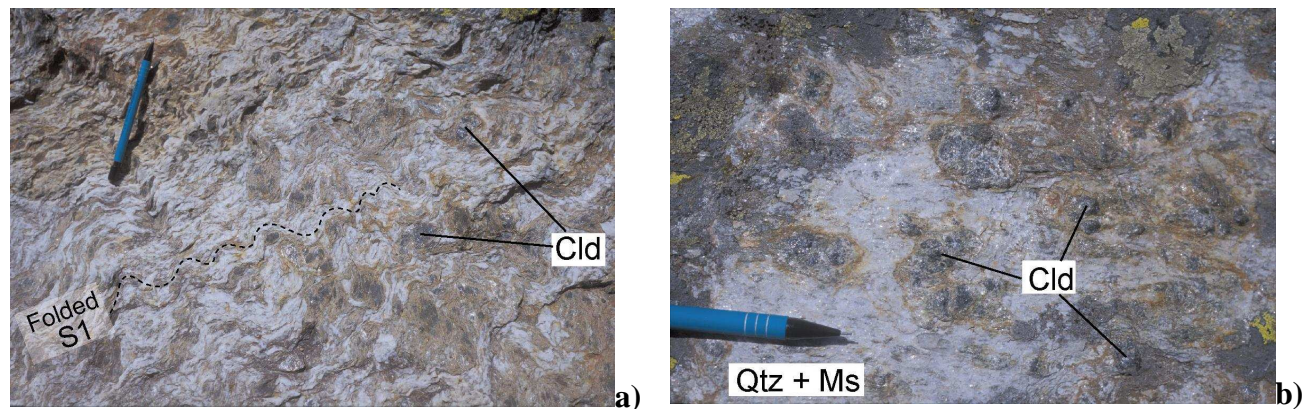


Figure 3.21. Micaschistes à grenat-chloritoïde. a) Foliation (S_{A1}) microplissée (S_{A2}); b) Faciès quartzeux présentant de nombreux amas de chloritoïde. Photographies réalisées à Pian di Resselio, en rive gauche du Valnontey.

Description microscopique : (des photographies de lames minces de ce faciès sont présentées dans le chapitre 8 concernant l'histoire P-T du Grand Paradis)

Textures et paragenèse :

Les minéraux observés sont les suivants : quartz, grenat (2 générations), micas blancs, chloritoïde, chlorite, ilménite, rutile ...

La foliation majeure étant à quartz - micas blancs - grenat et chloritoïde.

Grenat :

La caractéristique principale de ce faciès est la présence de **deux types de grenats** :

(i) De nombreux porphyroblastes de grenats subautomorphes, de taille importante (0,5 - 1 cm) qui semblent représenter une première génération de grenats dans cette lame. Le cœur de ces grenats semble être plus riche en inclusions que les bordures. On observe souvent, des amas allongés de rutile en inclusion, peut-être des grains d'ilménite pseudomorphosée par du rutile, ainsi que des inclusions de chloritoïde xénomorphe.

(ii) De nombreux petits grenats (0,05 - 0,1mm) se trouvent dans la foliation majeure, en équilibre avec le quartz, la phengite, le chloritoïde (S_{A2}). Ces grenats présentent des inclusions de rutile. Plus rarement, des grains de biotite se trouvent au contact phengite-grenat et semblent se développer au dépend de ces deux minéraux. Ces grenats seraient donc associés à une deuxième génération de grenat.

En effet des images de composition chimique réalisées à la microsonde ont permis de confirmer l'existence de deux stades de croissance. Une discontinuité nette entre le cœur

(Grenat1) et la bordure (Grenat2) des grenats de plus grande taille est observée. Ces images ont également permis de visualiser que la première génération de grenat (Grenat1) était fracturée et que la deuxième génération de grenat (Grenat2) a permis de sceller ces fractures, le grenat1 étant rééquilibré en un grenat2 au niveau de ces fractures. C'est également au niveau de ces fractures, que des inclusions de rutile, et de chloritoïde sont observées.

Chloritoïde : Une des caractéristiques principales de ce micaschiste, qui permet son identification sur le terrain et en lames minces, est la présence de nombreux agrégats centimétriques de grains de chloritoïde. Le chloritoïde est essentiellement présent en matrice, toujours allongé dans la foliation à micas blancs et grenats. Il est très rarement observé en inclusions dans certains grenats.

Micas blancs : Ce faciès est extrêmement riche en micas blancs. Ces micas blancs définissent la foliation majeure. Les analyses à la microsonde ont permis d'identifier deux types de mica blanc : muscovite et paragonite, qui sont essentiellement présents en matrice. Les grains de muscovite montrent une zonation importante, avec une diminution de la substitution phengitique du cœur ($Si = 6,6-6,9$ pfu) à la bordure ($Si = 6,15-6,45$ pfu). Des petits grains de phengite ($Si = 6,6-6,9$ pfu) sont également identifiés dans les fractures et dans les agrégats de rutile du grenat 1.

Chlorite : Quelques niveaux plus riches en chlorite sont à signaler, chlorite souvent autour du chloritoïde et du grenat.

Relation cristallisation-déformation :

Trois stades métamorphiques sont identifiés au sein de ces micaschistes. Le grenat 1, ainsi que ses inclusions d'ilménite sont les seules reliques d'un premier stade métamorphique (Stade Mv). Ce grenat 1 semble dissout et fracturé, fractures scellées par le développement d'une deuxième génération de grenat (grenat 2). Le grenat 2 est surtout bien représenté dans la matrice, où il se trouve en équilibre avec la foliation principale à phengite, chloritoïde et rutile. Cet assemblage (grenat 2-phengite-chloritoïde-rutile) correspond au deuxième stade métamorphique (Stage M_{A1}). Plus tardivement, la biotite croît au dépend du grenat et de la phengite, l'ilménite se développe autour des grains de rutile, la phengite change de composition. Ces transformations correspondent au troisième stade métamorphique identifié (Stage M_{A2}).

Des estimations thermobarométriques, ainsi qu'une modélisation numérique de ces micaschistes à l'aide du logiciel THERMOCALC ont permis d'identifier les différents stades métamorphiques. Le premier stade correspond à un épisode préalpin (Mv) de haute

température, le deuxième stade est le stade Alpin ss. de haute pression (M_{A1}) et le dernier stade est un stade de plus basse pression (M_{A2}).

8e Paragneiss (non déformé)

Des descriptions détaillées, illustrées par de nombreuses photographies (d'affleurements, d'échantillons macroscopiques, et de lames minces), de ces différents faciès sont présentées au sein du **chapitre 9** s'intéressant à la préservation de roches préalpines non déformées à l'Alpin au sein de l'unité du Grand Paradis.

8e1) (Vallone di Bardoney)

Description générale et position structurale :

Ces paragneiss ont été décrits pour la première fois par Ballèvre (1988), qui les appelaient les paragneiss non déformés. Au niveau du torrent principal du vallon de Bardoney, à quelques mètres du chemin de fond de vallée, et plus précisément, à mi-chemin entre le contact séparant les unités océaniques et continentales et le col di Bardoney, affleurent des paragneiss montrant une foliation plane. Ce qui n'est pas commun, puisque de part et d'autres de ces paragneiss et partout ailleurs dans cette vallée, la foliation présente un pendage d'environ 35-40° vers le Nord. Cet affleurement se trouve à une dizaine de mètres au Nord du granite non déformé de Bardoney décrit précédemment.

Description macroscopique :

Cette zone à foliation plane semble être épargnée de la déformation majeure observée (pendage N de 40°). Cet ensemble est limité par de grandes zones de cisaillement recoupant la foliation plane. Tout porte à penser que cette foliation est antérieure à la dernière déformation alpine et pourquoi pas antérieure au stade alpin au sens large. Ces paragneiss présentent un litage recoupé par des veines de pegmatites à muscovite et tourmaline, permettant d'argumenter en faveur d'un litage préalpin (Figure 3.22a). Les zones de cisaillement verticales recoupant la foliation plane se trouvent dans le faciès des schistes verts, ce sont des zones de cisaillement alpines recoupant un ensemble préalpin (Figure 3.22b).

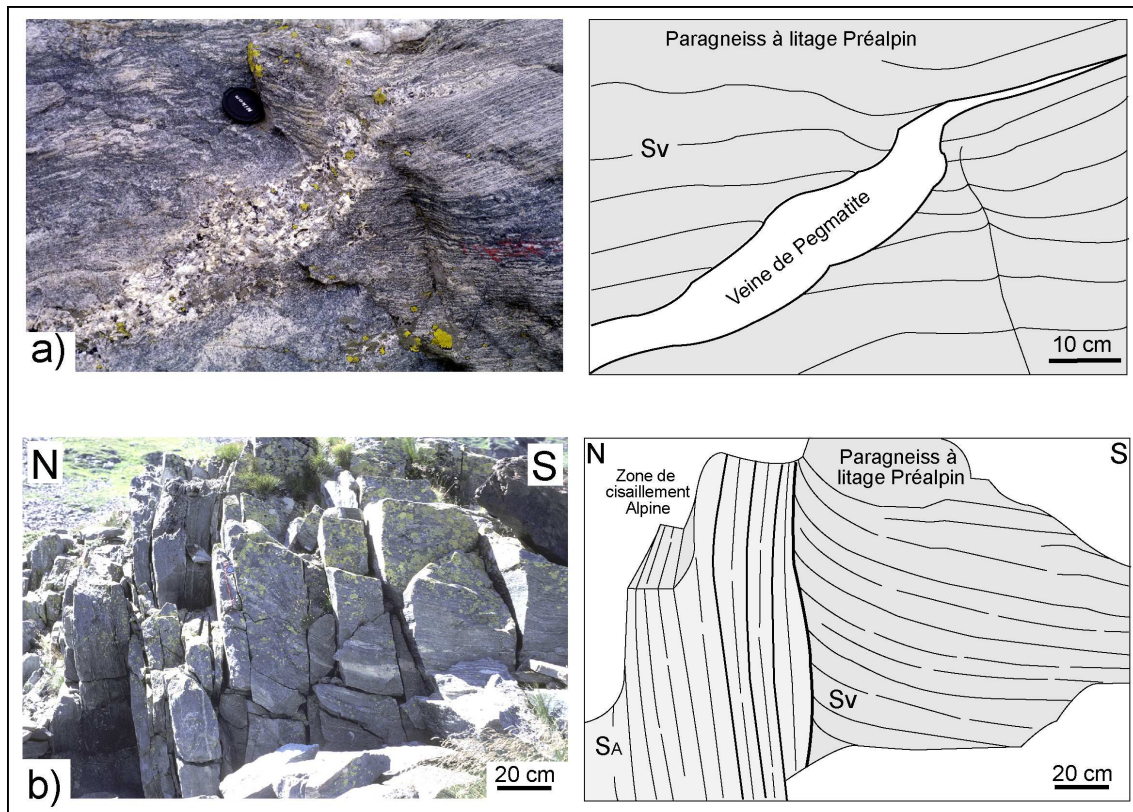


Figure 3.22. a) Veines de pegmatites à muscovite-tourmaline recoupant le litage horizontal. b) Zone de cisaillement alpine recoupant les paragneiss à litage préalpin. Photographies réalisées dans le vallon de Bardoney, à proximité immédiate du chemin principal.

Description microscopique :

Les minéraux observés sont les suivants : quartz, mica blanc, albite, clinozoisite, tourmaline...

Le litage est défini par l'alignement des grains de quartz et des grandes lamelles de muscovite et par la présence de veines leucocrates à muscovite, tourmaline et plagioclase, celui-ci étant totalement remplacé par un agrégat d'albite et de clinozoisite. Des reliques de sillimanite (fibrolite) ont pu être observées en inclusions dans les lamelles de muscovite. Seules quelques minéraux caractéristiques du métamorphisme alpin sont observés, de très petits grenats (100 μm), de la chlorite et de la phengite.

8e2) (Vallone di Valeille)

Description générale et position structurale :

Un volume important (environ 200m x 100m) de roches à foliation subhorizontale est observé sur les deux flancs de la vallée de la Valeille, bien qu'il soit mieux identifiable en rive droite de la vallée (Figure 3.23).

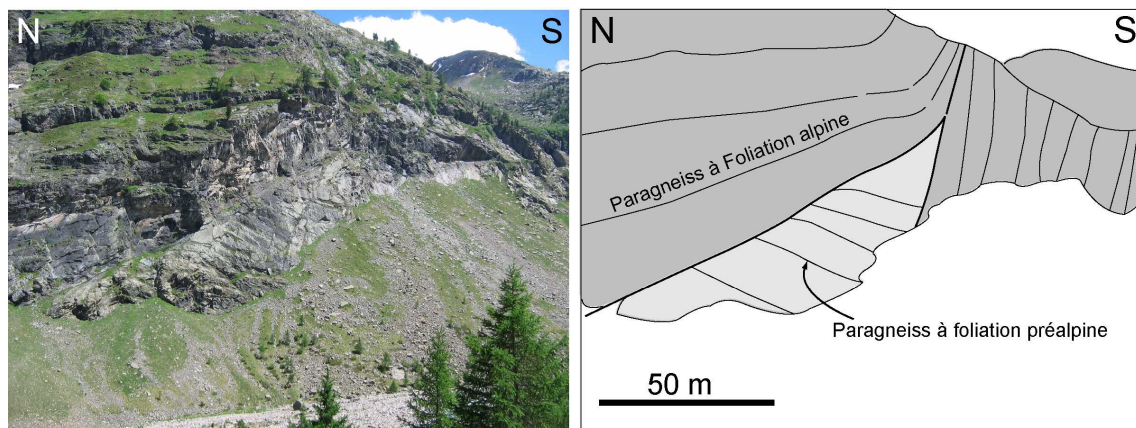


Figure 3.23. Volume de gneiss non déformé durant la tectonique alpine, en rive gauche de la Valeille.

Aucun argument de terrain n'a pu nous renseigner sur l'âge de cette foliation subhorizontale. En effet, contrairement à l'affleurement de Bardoney décrit ci-dessus, aucune veine pegmatitique recoupant ce litage n'ont été observée. Seule l'étude de plusieurs échantillons au microscope a permis l'identification d'un litage préalpin. Ces Paragneiss occupent la même position structurale et sont pétrographiquement similaires à ceux observés dans la vallée de Bardoney. Cela semble indiquer qu'il s'agit du même volume qui s'étend entre les vallées de Bardoney et de la Valeille, aucun gneiss de ce type n'a été découvert dans la vallée du Valnontey, cela donne une limite à l'extension de ce volume vers l'Ouest.

Description macroscopique :

L'hétérogénéité des faciès rencontrés au sein de ce volume permet une bonne identification du litage. Le faciès le plus caractéristique, et le plus représenté est une roche sombre, grisâtre, litée, à grains fins à moyens, présentant de nombreuses tâches grises (0,2-0,5 cm) qui semblent être des pseudomorphoses. Le litage de cette roche semble être défini par la présence ou non de ces tâches.

Description microscopique :

Les minéraux observés sont les suivants : quartz, micas blancs (2 générations), grenat, pseudomorphose (opaques + albite), chlorite.

Dans ces paragneiss la foliation est définie par l'alignement de grandes lamelles de micas blancs, de grains de quartz et de plusieurs types de pseudomorphoses. Les transformations métamorphiques durant l'épisode Alpin sont très limitées. Les phases associées au métamorphisme alpin sont des petits grains de grenat, des grains d'ilménite en bordure de ces grenats, et des petits cristaux de micas blancs.

Deux types de micas blancs sont donc identifiés:

- (i) Des grandes lamelles de couleur légèrement brunâtre. Ces grandes lamelles semblent définir la foliation majeure.
- (ii) Des petits grains ne présentant aucune orientation préférentielle. L'analyse de la composition chimique des différents micas blancs montre deux ensembles bien distincts : (i) les grandes lamelles orientées étant des muscovites, (ii) les petits grains non orientés étant des phengites. De plus, les petits grains de phengite présentent des aiguilles de sagenite (rutile) en inclusion, la phengite est donc interprétée comme une pseudomorphose de la biotite (le titane de la biotite allant dans le rutil).

Aucune déformation ne semble associée au développement des phases alpines, le métamorphisme alpin serait donc un métamorphisme statique. La foliation à muscovite est donc associée à une déformation préalpine (Sv), ces paragneiss ne subissent aucune déformation lors de l'épisode Alpin.

8e3) Cornéenne préalpine (non déformée)

Généralités:

Ces roches constituent l'encaissant du granite porphyrique non déformé du Borghi (7f).

Description générale et position structurale :

Voir 7f.

Description macroscopique :

L'affleurement situé sur l'éperon rocheux à quelques mètres au Sud du bivouac Borghi permet d'observer une brèche magmatique montrant un granite recoupant le litage d'une roche très sombre. Ces roches très sombres à grains très fins sont très finement litées et constituent l'encaissant du granite porphyrique (7f) (Figure 3.15). Ces roches semblent être d'origine métasédimentaires. Quelques tâches grisâtres sont souvent identifiées. La teinte très sombre, le litage très fin ainsi que la présence de nombreuses tâches sur le litage font penser à un schiste tacheté, ou cornéenne. Le granite ainsi que des veines d'aprites et de pegmatites recoupent ce litage. Ce litage est donc interprété comme étant un litage préalpin.

Description microscopique:

Les roches constituant l'encaissant du granite (Borghi) décrit précédemment sont essentiellement constituées de quartz, de biotite très brune, de plagioclases, et de feldspaths potassiques. Le litage étant très bien défini par l'alignement des grains de biotite. Cet assemblage à Bt-Kfs-Qtz indique un métamorphisme de plutôt haute température. De plus, les analyses réalisées à la microsonde électronique sur 2 échantillons de roches encaissantes (BORG1d, BORG6vb) révèlent une teneur importante en anorthite pour le plagioclase (An20-26) et une teneur élevée en Ti dans la biotite. Cet assemblage de haute température est donc bien préservé.

Ces roches sont des cornéennes développées dans l'auréole de contact lors de la mise en place du granite. La foliation à biotite, plagioclase, feldspath potassique est donc une foliation préalpine (S_V) préservée.

9) Micaschistes à chloritoïde(-talc)

Généralités:

Ce faciès de micaschistes à chloritoïde-talc et parfois grenat est un faciès très connu au sein des Alpes occidentales. Ces roches sont très particulières, puisqu'elles sont anormalement riches en magnésium et aluminium. C'est au sein de ces roches qu'a été découverte la coésite dans le socle continental du massif de Dora-Maira. Ces Micaschistes appelés également White-Schists ou Silvery schists (Micaschistes argentés) ont précédemment été signalés par Roberto Compagnoni (1974) et Christian Chopin (1981) dans le massif du Grand Paradis. Ce faciès a fait l'objet de diverses études pétrologiques dans le but d'estimer les conditions P-T dans le massif du Grand Paradis. Malgré un engouement des pétrologues, des géochimistes et des géochronologistes sur ces roches très particulières, l'origine de la formation de ces roches reste un sujet de discussion majeur. Pourquoi sont elles aussi alumino-magnésienne ?

Description générale et position structurale :

Ce faciès a très bien été observé dans les vallées du Valnontey et de la Valeille : en rive gauche, non loin du Bivouac Leonessa ; et en rive droite sur l'éperon rocheux au dessus du Bivouac du Money dans le Valnontey ; et en rive droite et gauche du Vallon de Bardoney, au sein des orthogneiss du Lauson.

La cartographie détaillée de ces niveaux n'a pas été réalisée. Ces niveaux semblent pourtant être de très bons repères lithologiques. Il semble donc très utile de cartographier ces niveaux afin de mieux déchiffrer la structure et de mieux comprendre leur relation avec les roches environnantes.



Figure 3.24. Micaschistes à grenat-chloritoïde. Les cristaux noirs de 1 à 3 cm sont des cristaux de chloritoïde, les cristaux rouges étant du grenat. Photographie réalisée non loin du Bivouac Leonessa, en rive gauche du Valnontey.

Faciès orthodérivés basiques

10) Métabasites

De nombreux types de métabasites ont été identifiés au sein de l'unité du Grand Paradis, et se présentent souvent sous forme de boudins au sein des métasédiments (Figure 3.25). La majorité des métabasites observées au sein du massif du Grand Paradis, sont des amphibolites. Certaines de ces amphibolites sont des amphibolites à grenat, présentant parfois d'autres reliques éclogitiques (omphacite, rutile, glaucophane...). Plus rarement ces métabasites sont des éclogites, non ou faiblement affectées par la rétro-morphose dans le faciès des amphibolites.



Figure 3.25. Boudin d'amphibolite au sein des paragneiss albitiques (vallon de Bardoney).

10a Amphibolite

10b amphibolite à reliques éclogitiques

10c Eclogite

Différents types d'éclogites sont identifiées au sein de l'unité du Grand Paradis.

*Eclogite non déformée*Description générale et position structurale :

En rive gauche du Vallon de Bardoney, non loin des paragneiss et granites non déformés, il existe un affleurement de **métabasites non déformées**.

Description macroscopique :

Il s'agit d'une lentille de roche sombre à grain fin. Un litage subhorizontal est tout de même à signaler, mais ce litage contraste énormément avec la foliation fortement pentée observée dans les paragneiss de part et d'autre de cet affleurement. Un filon aplitique d'environ 2-3 m d'épaisseur semble recoupé ce litage et limite cette lentille vers le Nord. Le litage observé est recoupé par d'étroites veines (shear veins) (moins d'1mm d'épaisseur) fortement obliques et parfois parallèles au litage, ces veines contiennent des cristaux d'amphiboles et de micas blancs orientés. Ces arguments de terrains ne nous permettent pas de conclure sur l'origine de ce litage. Seul l'étude microscopique détaillée a permis d'identifier que ce litage est un litage préalpin, et que ces veines à micas blancs-amphibole représentent la seule déformation alpine dans ces roches.

Description microscopique :

Cette roche basique est essentiellement constituée de nombreux et très petits (0.01mm) grains de grenat, d'agrégats de grains d'omphacite, de nombreux grains d'amphibole verte pâle identifiée à la microsonde comme étant une barroisite, de rutile, et de mica blanc à substitution phengitique élevée au cœur (Si (6,6-6,9) ; XMg (0,7-0,8)), et légèrement plus faible en bordure (Si (6,5-6,75) ; XMg (0,5-0,75)). La paragenèse principale est donc caractéristique du faciès des éclogites. Aucun grain ne présente d'orientation préférentielle. Le litage observé sur le terrain est également observable en lame mince, ce litage est marqué par des changements de proportions modales des grains de mica blanc et d'amphibole.

En résumé, ces metabasites présentent une paragenèse caractéristique du faciès des éclogites, mais aucune déformation ne semble être associée au métamorphisme éclogitique. Cette paragenèse alpine de haute pression (M_{A1}) se développe d'une manière statique sur un litage préalpin, qui était potentiellement un ancien litage caractéristique du faciès des amphibolites (M_v).

Sur ces éclogites (échantillon BAR25), des pressions de 16-19 kbar ont été obtenues à l'aide du baromètre Grt-Omp-Phe (Waters & Martin, 1993) (et modification in Waters, 1996), pour des températures de l'ordre de 500-550°C.

Eclogite foliée à grenat- omphacite - glaucophane

Description générale et position structurale :

Un niveau de métabasite a été découvert dans le vallon de Bardoney. Ce niveau se trouve exactement entre le granite non déformé (7e) et le paragneiss non déformé (8e1) décrits précédemment. Ces métabasites sont observées de part et d'autre du torrent principal et constituent un niveau d'une épaisseur maximum de 10-15 mètres.

Description macroscopique :

Ces métabasites sont très sombres (vert sombre), à grains très fins et très denses. Ces roches sont foliées, et cette foliation est très plissée (axes de plis E-W) (Figure 3.26a), Ce plissement entraîne une réorientation de la linéation associée à la foliation (Figure 3.26b). Macroscopiquement, les minéraux constitutifs de cette roche sont difficilement identifiables.



a)



b)

Figure 3.26. Eclogite du vallon de Bardoney. a) Foliation éclogitique plissée, ces plis ayant un axe E-W horizontal. Noter la boussole utilisée comme échelle ; b) Vue de dessus d'une charnière de pli. Le crayon utilisé comme échelle a une orientation E-W. L'axe du pli est donc E-W. Cette photographie permet d'observer la linéation associée à la foliation éclogitique, cette linéation a une orientation N-S et semble se réorienter dans l'axe du pli (E-W).

Description microscopique :

La foliation majeure (S_{A1}) est définie par de nombreux petits grenats en contact avec des grains d'omphacite, de glaucophane et de phengite. L'observation microscopique a donc

permis d'identifier que cette foliation est une foliation éclogitique (M_{A1}), et que ces metabasites sont en fait des éclogites. Ces roches semblent très peu affectées par la déformation majeure dans le faciès des amphibolites (D_{A2}), cela explique la très bonne préservation de la foliation éclogitique. Le faciès des amphibolites étant uniquement représenté par la présence de quelques veines à plagioclase-amphibole recoupant la foliation éclogitique. Sur ces éclogites (échantillon BAR7), des pressions de 18-20 kbar ont été obtenues à l'aide du baromètre Grt-Omp-Phe (Waters & Martin, 1993) (et modification in Waters, 1996), pour des températures de l'ordre de 500-550°C.

Eclogite finement litées à grenat - omphacite

Unité du Money

Faciès orthodérivés acides

11) Orthogneiss de l'Erfaulet (et faciès filoniens associés)

Cette description vient en complément de la description et de la discussion présentées dans le **chapitre 5** s'intéressant à la relation entre cet orthogneiss et la série métasédimentaire du Money sus-jacente.

Généralités :

Cet orthogneiss a été identifié comme étant un ancien granite intrusif dans les métasédiments du complexe du Money (Le Bayon & Ballèvre, 2004). Un complexe filonien est associé à cette intrusion granitique. Le plus bel affleurement et aussi le plus accessible pour observer cet orthogneiss est situé en rive gauche du Valnontey, à quelques mètres du pont de l'Erfaulet, qui donne son nom à ce faciès.

Description générale et position structurale :

Cet orthogneiss affleure seulement en 2 endroits dans le massif du Grand Paradis. Il affleure en fenêtre dans les vallées du Valnontey et de la Valeille. Cet orthogneiss est le faciès structuralement le plus profond de tout le massif.

Description macroscopique :

L'orthogneiss de l'Erfaulet est un orthogneiss leucocrate, homogène, et à grain fin à moyen, principalement constitué de quartz, d'albite, de muscovite et de petits grains de grenats (μm). Il ne présente aucune enclave. Son épaisseur est impossible à déterminer (50 mètres minimum), puisque cet orthogneiss est le faciès structuralement le plus profond du massif du Grand Paradis.

L'observation d'un éboulis situé en rive droite du Valnontey a permis d'observer de très beaux blocs de granite ainsi que le complexe filonien associé. Les différents faciès observés sont les suivants :

- (1) Orthogneiss du Money. Orthogneiss leucocrate, à grain fin présentant une déformation plus ou moins intense.
- (2) Des veines de roches leucocrates à grain très fin, parfois plissées. Il s'agit de veines leucocrates aplitiques.
- (3) Des veines de roches leucocrates à grain grossier, également plissées. Ces veines présentent de très grandes lamelles de muscovite et parfois quelques grains de grenat. Il s'agit de veines leucocrates pegmatitiques.

Certains blocs nous permettent de justifier les relations entre ces différents faciès. En effet, ces veines aplitiques et pegmatitiques, bien que déformées, recoupent les faciès conglomératiques et semblent être associées au granite de l'Erfaulet.

L'examen de cet éboulis nous a confirmé des observations précédentes réalisées en rive gauche du Valnontey concernant la relation entre cet orthogneiss de l'Erfaulet et le complexe métasédimentaire du Money sus-jacent. A savoir que le contact séparant l'orthogneiss de l'Erfaulet et le complexe du Money est un contact intrusif déformé.

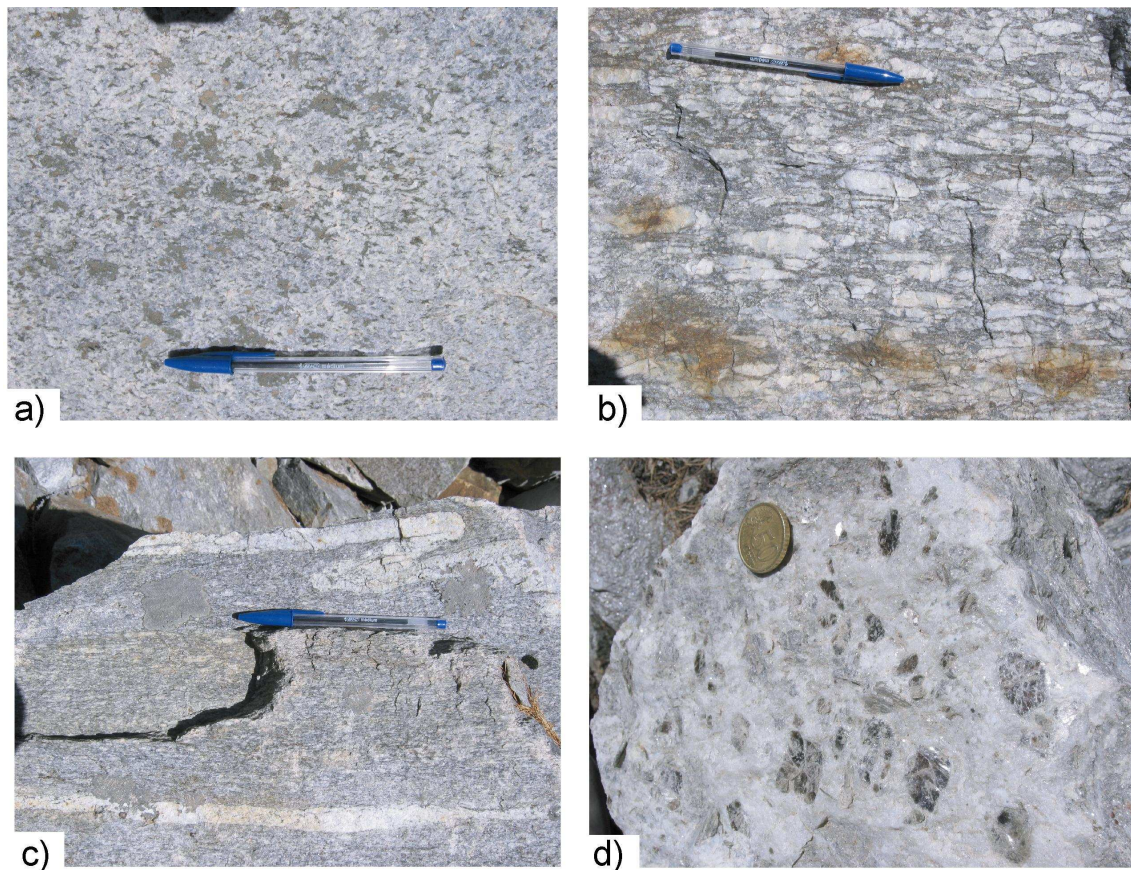


Figure 3.27. a) Orthogneiss leucocrate de l'Erfaulet ; b) Métaconglomérats de l'unité du Money ; c) Filons aplitiques plissés au sein des métaconglomérats du Money ; d) Veines de pegmatites à grandes lamelles de muscovite.

12) Orthogneiss du Money

Description générale et position structurale :

Cet orthogneiss, identifié pour la première fois par M. Ballèvre (1988), est uniquement observable sur les deux rives du Valnontey, au sein de l'unité du Money. Il constitue un niveau lithologique très important. Il nous a permis de mieux comprendre la géométrie des structures au sein de l'unité du Money. En effet, cet orthogneiss constitue le cœur d'un pli isoclinal d'axe E-W affectant l'ensemble métasédimentaire monométamorphique de l'unité du Money (complexe du Money).

Description macroscopique :

L'orthogneiss est facilement identifiable macroscopiquement. Il s'agit d'une roche à grain fin, grise, dans laquelle on note de nombreuses petites paillettes de biotite et parfois de muscovite et parfois des aiguilles d'amphibole (dans les faciès sans muscovite). L'orthogneiss du Money est toujours intensément déformé, avec une foliation marquée et une linéation d'étirement (toujours E-W) définie par l'alignement des baguettes d'amphibole et de biotite (Figure 3.28a). Des veines leucocrates plissées y sont parfois identifiables (Figure 3.28b).

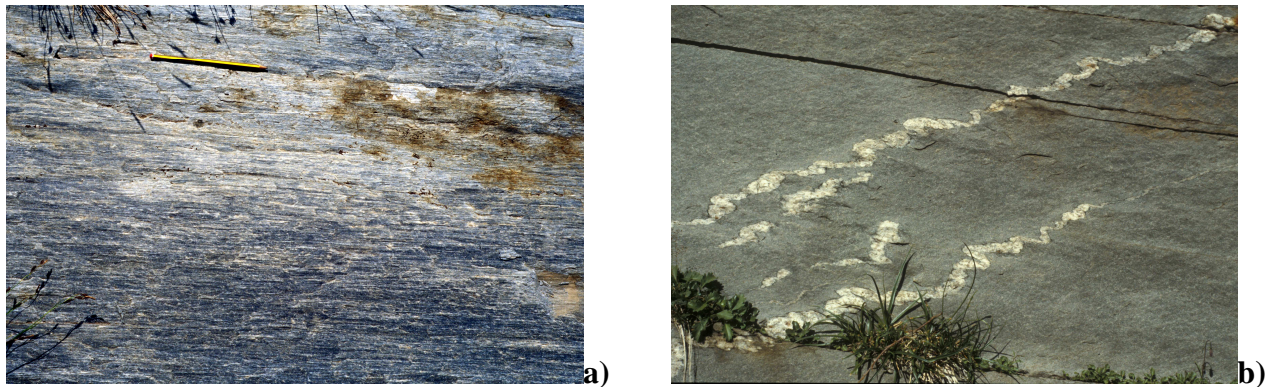


Figure 3.28. Orthogneiss alcalin du Money. a) faciès gris à grain fin, linéation définie par l'étirement des grains de biotite ; b) Veines leucocrates (aplite) plissées au sein de ces orthogneiss (rive gauche du Valnontey).

Description microscopique :

En lame mince, il existe deux paragenèses syncinématiques qui diffèrent par la présence ou l'absence d'amphibole bleue-verte.

Paragenèse 1 : quartz, albite, biotite, amphibole bleue-verte, et grenat. (MON3c)

Paragenèse 2 : quartz, albite, biotite, grenat et quelques micas blancs (02-MON4B)

La foliation est définie par l'alignement des grains de quartz, albite, biotite et/ou amphibole.

La linéation est marquée par l'alignement préférentiel de la biotite et de l'amphibole.

Faciès paradérivés

Une description détaillée de ces faciès est présentée au sein du **chapitre 6** s'intéressant aux différents faciès conglomératiques de l'unité du Money. Cette description est accompagnée d'une discussion sur la position structurale et sur l'âge de ces différents faciès au sein de l'unité du Money.

L'absence de reliques de métamorphisme de haute température et l'abondance du graphite dans les métasédiments de l'unité du Money ont permis d'argumenter que cette unité est monométamorphique, et donc d'âge permo-carbonifère. Une seule très belle relique de métamorphisme préalpin est à signaler. En effet, l'échantillon MON'7, étudié en détail dans le **chapitre 5** (Le Bayon & Ballèvre, 2004), présente deux générations de grenat, la première étant attribuée au métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite de l'Erfault, et la deuxième étant associée au métamorphisme alpin ss. L'ensemble des métasédiments observés au sein de la fenêtre du Money porte le nom de Complexe du Money.

13) Micaschistes quartzeux à niveaux conglomératiques monogéniques (Complexe du Money)

14) Micaschistes graphiteux à niveaux conglomératiques polygéniques

Ces deux formations métaconglomératiques sont décrites en détail dans le **chapitre 6**.

15) Paragneiss albitiques

Description générale et position structurale :

Un niveau de paragneiss albitiques, d'une épaisseur d'environ 50-100m, est structuralement située entre l'ensemble de métaconglomérat monogénique et l'orthogneiss alcalin du Money. La cartographie de ce niveau, en rive droite et gauche du Valnontey,

permet de mieux comprendre la géométrie du pli isoclinal d'axe E-W affectant l'ensemble métasédimentaire monométamorphique de l'unité du Money (complexe du Money).

Description macroscopique :

Ce paragneiss est assez sombre et riche en globules d'albite. Il contient quelques lentilles d'amphibolites, décrites ci-dessous.

Discussion :

Les paragneiss albitiques riches en boudins d'amphibolites sont souvent attribués aux unités polymétamorphiques. Ce niveau est le seul niveau de paragneiss albitiques identifié au sein de l'unité du Money. Contrairement à l'unité du Grand Paradis, dont la majorité des métasédiments sont des paragneiss albitiques. La découverte de ce niveau de paragneiss ouvre une discussion importante. En effet, l'interprétation de ce niveau en tant que niveau monométamorphique ou polymétamorphique semble avoir une importance fondamentale dans la structure de l'unité du Money. 2 hypothèses sont donc à envisager :

(1) Ces paragneiss sont monométamorphiques, les contacts entre les différents faciès de l'unité du Money sont des contacts stratigraphiques.

(2) Ces paragneiss sont polymétamorphiques, le contact entre ces paragneiss et l'orthogneiss alcalin est un contact tectonique.

Roches orthodérivées basiques

Au sein de l'unité du Money, aucune véritable éclogite n'a été découverte. Seule la bande de paragneiss albitique présentée ci-dessus, et observée au sein de l'unité du Money, présente des boudins d'amphibolites, ces amphibolites ne montrent, ni macroscopiquement ni microscopiquement l'évidence d'un métamorphisme de haute pression.

16) Amphibolites

Description générale et position structurale :

Ces amphibolites à grenat sont associées à des paragneiss albitiques, et forment une bande d'une centaine de mètres d'épaisseur au sein de l'unité du Money. Cet ensemble a été un des marqueurs lithologiques important pour comprendre les structures majeures au sein de

cette unité. En effet, cette bande est affectée, et souligne le pli kilométrique d'axe E-W affectant l'ensemble du complexe du Money. La charnière de ce pli est d'ailleurs extrêmement bien visible en rive gauche du Valnontey, puisque l'affleurement principal présentant ces amphibolites est situé exactement au niveau de la charnière de pli.

Description macroscopique :

Une amphibolite dense, verte sombre à grain très fin, très finement litée et très microplissée associée à des paragneiss albitiques, est observée sur le chemin montant aux cabanes de l'Herbetet (**chapitre 4**, arrêt N°3-4). Ces amphibolites se présentent plutôt sous forme de boudins au sein des paragneiss albitiques au Sud de l'alpage du Money (**chapitre 4**, arrêt N°4-6).

Description microscopique:

La foliation majeure dans ces amphibolites est définie par l'alignement de grains d'amphibole verte, d'albite et de sphène (Figure 3.29). Cette foliation est affectée par de nombreuses bandes de cisaillement indiquant un sens de cisaillement top-Ouest. Quelques grains de grenat sont à signaler, en matrice et en inclusion dans l'albite. Mise à part le grenat, aucune autre phase qui pourrait être caractéristique de la haute pression alpine n'a été identifiée.

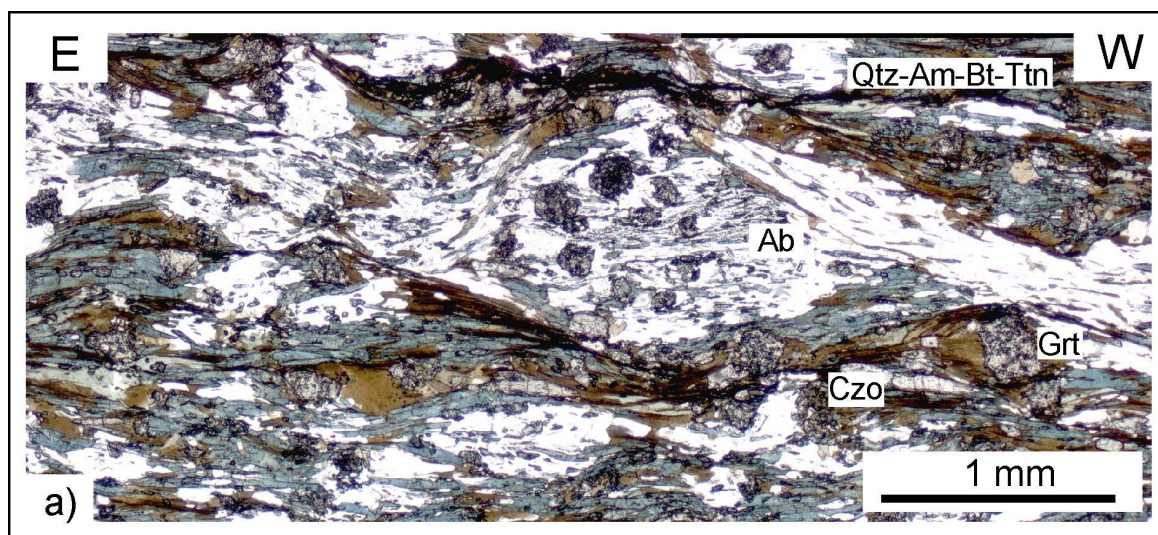


Figure 3.29. Photographie de lame mince d'amphibolite permettant d'observer une foliation à amphibole verte, sphène et d'albite. Quelques petits grenats sont présents en matrice et en inclusion dans les grains d'albite.

Minéralisations

17) Veines à quartz-arsenopyrite

Une tentative de recherche de métaux a été effectuée (à une date indéterminée) dans une veine quartzeuse non loin du bivouac Leonessa. De cette tentative subsistent les haldes, à proximité immédiate d'une fissure verticale d'environ 1 m de largeur et 2-3 m de profondeur, représentant la veine explorée.

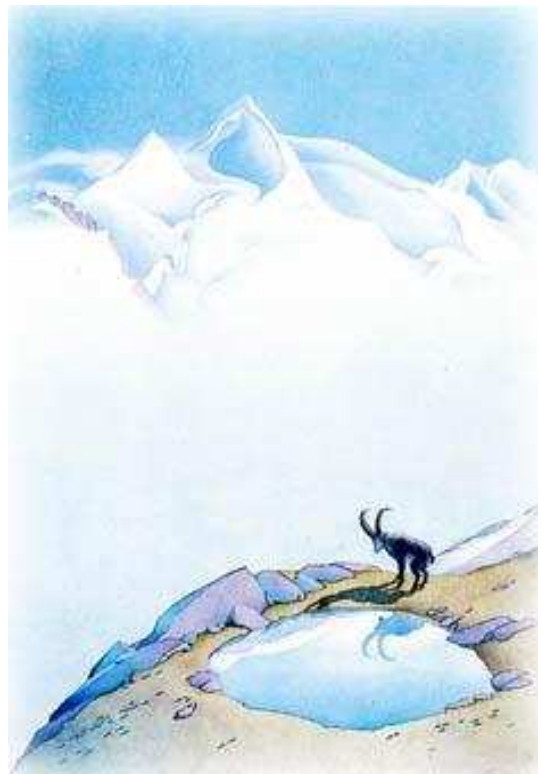
La veine contenait essentiellement du quartz dans lequel s'observent de nombreux cristaux d'arsénopyrite gris argenté. Par altération, les déblais de cette veine se recouvrent d'une croûte noire mate.

18) Minéralisation argentifère

Deux galeries de mine exploitaient (ou ont tenté d'exploiter) une minéralisation en rive gauche de la Valeille, au contact entre l'orthogneiss de l'Erfaulet et les paragneiss albitiques sus-jacents (Lorenzini, 1995). Les recherches se seraient étendues sur plusieurs siècles. L'accès à la mine, encore possible, est toutefois rendu dangereux par l'effondrement de blocs de la paroi sus-jacente (un accident mortel est malheureusement à déplorer).

Chapitre 4

Itinéraires géologiques dans la vallée de Cogne (Val d'Aoste, Italie)



Lago Lauson par Samivel

De nombreuses excursions géologiques peuvent être réalisées dans le massif du Grand Paradis, qui appartient en quasi-totalité au Parc National du Grand Paradis. Depuis 1856, le territoire actuel du Parc était la Réserve Royale de Chasse, réserve créée dans le souci de protéger les bouquetins (*Capra ibex ibex*) de l'extinction. En 1919, le roi italien Vittorio-Emanuele III céda à l'Etat italien les 2300 hectares de la Réserve Royale de Chasse dans le but de créer le Parc National du Grand Paradis, lequel vit officiellement le jour en 1922.

Nous avons choisi de décrire en détail cinq itinéraires classiques pour les randonneurs arpentant les sentiers de la vallée de Cogne. Ces itinéraires nous permettront :

- d'observer les différents faciès cartographiés ;
- d'identifier les contacts séparant les différentes unités en bordure et au sein du Grand Paradis ;
- d'avoir des vues panoramiques fantastiques sur les différentes vallées, vues panoramiques que nous avons pris soin de redessiner afin de mieux expliquer la géologie de ce bel endroit.

Les 4 premiers itinéraires se trouvent dans le Valnontey (Figure 4.1), tandis que le dernier est destiné à présenter la Valeille et le vallon de Bardoney (Figure 4.2).

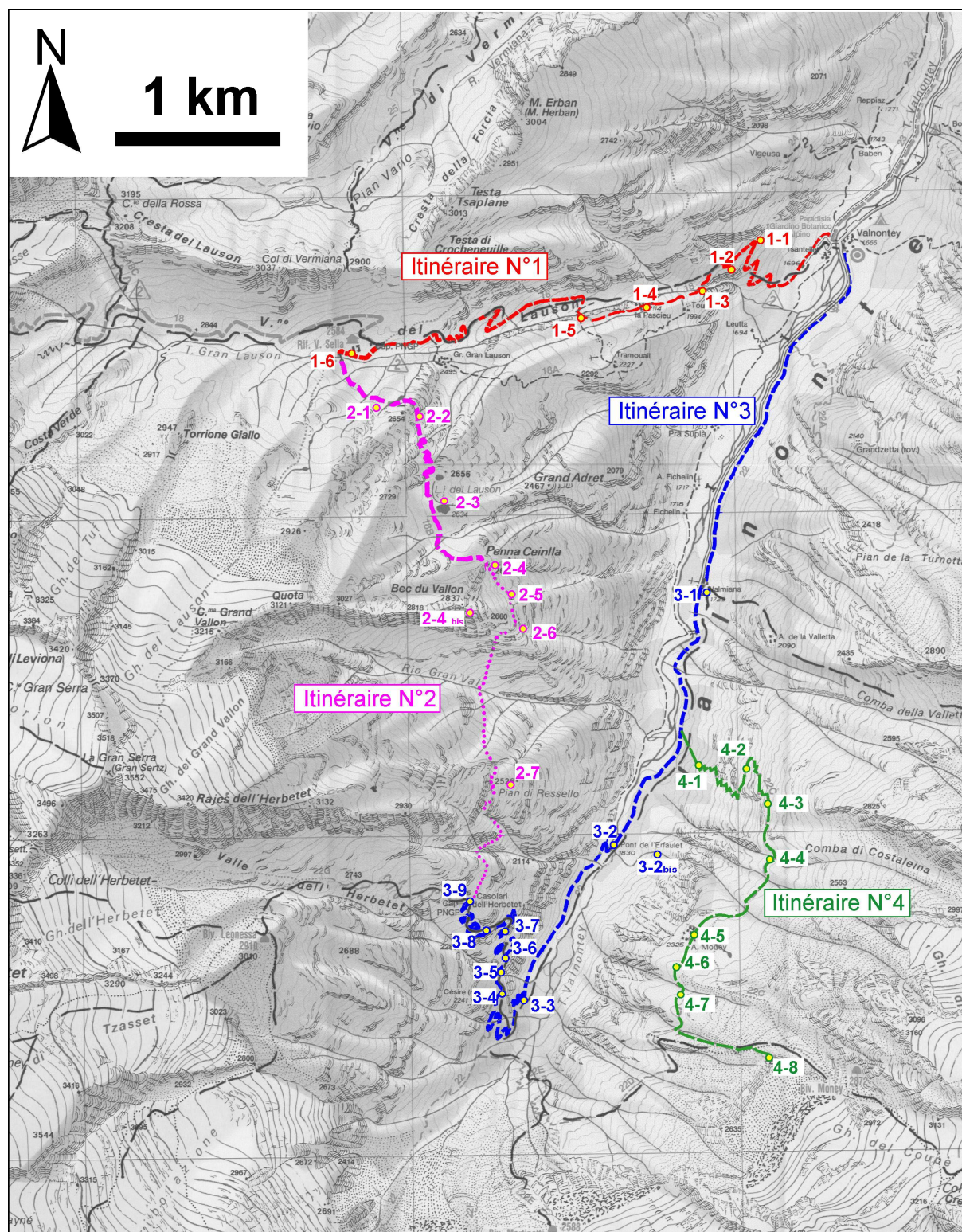


Figure 4.1. Carte indiquant le tracé des 4 itinéraires géologiques dans le Valnontey.

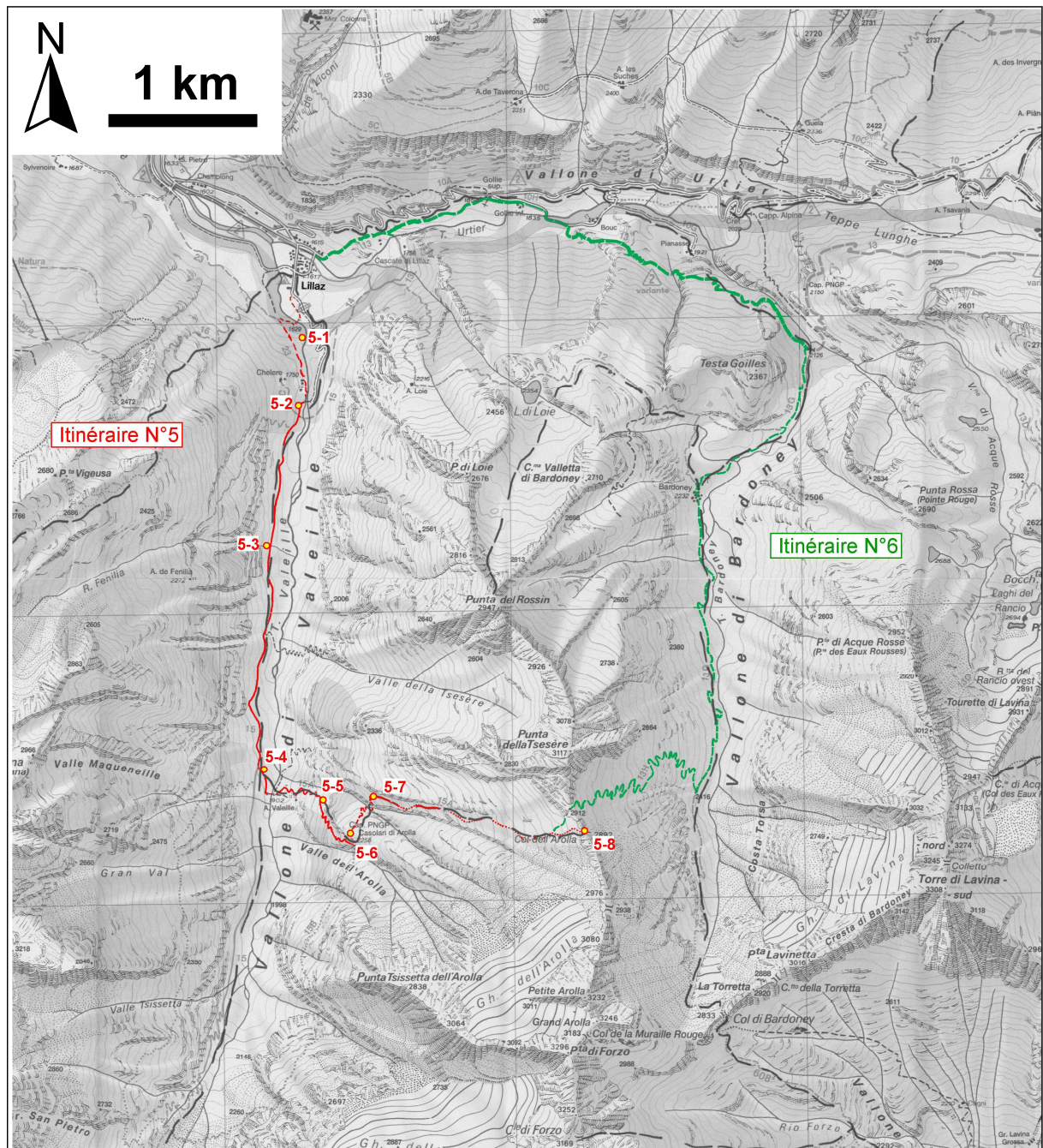


Figure 4.2. Carte indiquant le tracé des itinéraires dans la Valeille et le vallon de Bardoney. Seul l'itinéraire N°5 est décrit dans le texte. L'itinéraire N°6, qui est également un itinéraire géologique de qualité, n'est pas décrit ici.

➤ **Itinéraire N°1 :**

Valnontey - Rifugio Sella

Itinéraire : Valnontey 1666m – Rifugio Vittorio Sella 2584m

Temps de parcours : 2 heures et 30 minutes

Dénivelé : 918 m

Difficultés : E (Excursionnistes)

Le roi avait établi sa maison de chasse au bouquetin dans le vallon du Lauson, qui est l'un des vallons les plus ensoleillés de la vallée de Cogne. Cet édifice a été complètement rénové et fait maintenant partie d'une des deux constructions constituant le refuge Vittorio Sella, situé à 2584m d'altitude, propriété du Club Alpin Italien gardé par la famille Mapelli.

Une mulatière, partant du village de Valnontey et remontant le vallon du Lauson, permettait une montée aisée du roi et de sa suite en rive droite du vallon (il existe 340 kilomètres de chemins muletiers royaux restaurés dans le Parc National du Grand Paradis). Ce beau chemin dallé est maintenant fort apprécié des randonneurs qui viennent nombreux pour passer une ou plusieurs nuits au refuge. Toutefois, un éboulis actif a rendu une partie de la mulatière inutilisable (danger de chute de pierres). En remplacement de cette portion de chemin condamnée, un sentier a été tracé en rive droite du torrent principal du vallon de Lauson: beaucoup plus raide et malcommode que la mulatière, ce nouveau sentier permet néanmoins de meilleures observations géologiques.

Pian de la Turnetta (2418m), situé en rive droite du Valnontey, est un bel endroit accessible en 3 heures de marche depuis le village de Valnontey. Ce belvédère offre une vue panoramique sur la rive gauche du Valnontey, et permet d'observer l'excursion décrite ici (Figure 4.3). Depuis ce fabuleux endroit, nous pouvons observer le contact entre les unités océaniques de la Grivola, au Nord, et les unités continentales du massif du Grand Paradis, au Sud. Ce contact, souligné par des niveaux de cargneules de couleur jaune, est parfaitement visible dans le paysage et peut être identifié d'un flanc à l'autre de la vallée.

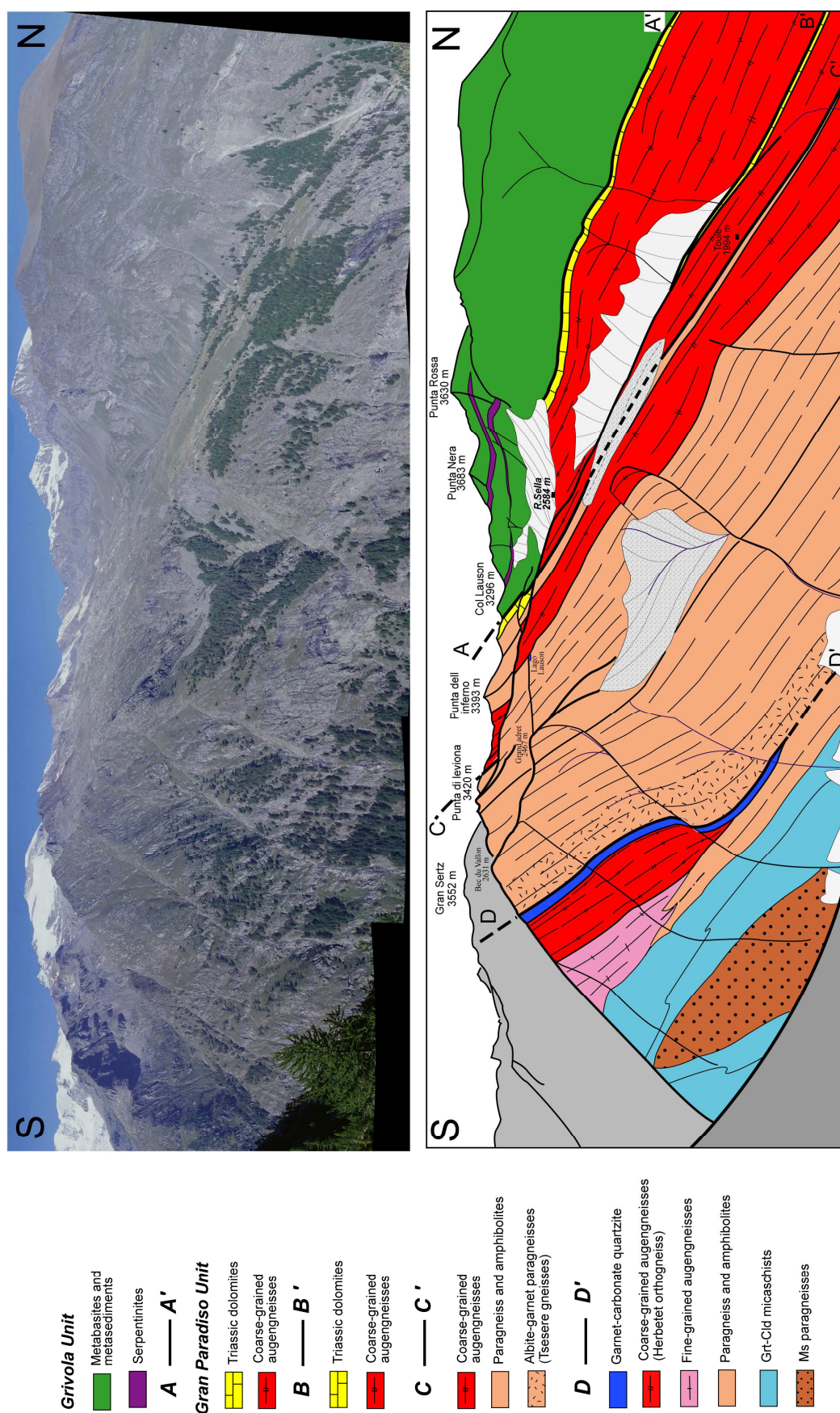


Figure 4.3. Panorama de la rive gauche du Valnontey, réalisé depuis Pian de la Turnetta (2418m) (rive droite du Valnontey).

L'itinéraire N°1 est géologiquement situé à l'extrême bordure Nord du socle continental constituant le massif du Grand Paradis. Les unités océaniques sont situées à quelques dizaines de mètres au Nord, au-dessus du chemin. Cet itinéraire permet d'observer les roches constituant l'ancienne marge continentale européenne, les sédiments mésozoïques déposés sur cette marge, d'apercevoir in situ et d'observer en blocs dans le chemin, des roches métamorphiques d'origine crustale et mantelliques océaniques (océan liguro piémontais).

Arrêt N°1-1 : Unité supérieure de l'orthogneiss du Lauson

Après avoir traversé le torrent principal du Valnontey, puis longé la bordure du Jardin Botanique « Paradisia », la mulatière monte en lacets dans le bois au Nord de la cascade. Après quelques minutes de marche dans le bois, le chemin se rapproche de la falaise, pour enfin la toucher juste dans un virage très serré sur la gauche. Ce premier affleurement présente un orthogneiss oeillé. Nous verrons plus tard que cet ensemble d'orthogneiss, appelé orthogneiss du Lauson, est séparé en deux parties distinctes par un contact tectonique (unité inférieure et unité supérieure). Cet affleurement appartient à l'unité supérieure de l'ensemble des orthogneiss du Lauson et en montre le faciès oeillé, avec de gros cristaux de feldspaths potassiques. Les porphyroclastes de Kfs sont très étirés, et témoignent d'une déformation intense. La direction de la foliation est E-W et le pendage est d'environ 40° au Nord.

Arrêt N°1-2 : Cargneules – Contact BB' séparant l'orthogneiss du Lauson en 2 unités distinctes (unité supérieure et unité inférieure)

Poursuivant la montée vers le Refuge, un lacet vers la droite permet d'observer une bande de cargneule structuralement située en dessous des orthogneiss observés à l'arrêt 1-1. Pour une meilleure observation de cette bande de cargneules, il est conseillé, avant de tourner vers la droite, de quitter temporairement le chemin principal et d'aller tout droit en empruntant un petit chemin. Une petite coupe de détail peut être réalisée.

De bas en haut, nous pouvons observer (i) des orthogneiss leucocrates finement oeillés, à grain fin, (ii) des marbres (2-3m d'épaisseur) présentant de très nombreux et jolis boudins dolomitiques ainsi qu'un litage sédimentaire plissé, (iii) des cargneules, et (iv) des orthogneiss leucocrates, à grain fin. Cette écaille de roches d'âge mésozoïque est donc située au sein de l'orthogneiss du Lauson et révèle le grand contact tectonique séparant les orthogneiss du Lauson en deux sous-unités. Nous avons choisi d'appeler ce contact tectonique, le contact BB', le contact AA' étant le contact entre les unités continentales du Grand Paradis et les unités océaniques de la Grivola.

Arrêt N°1-3 : Premier pont en bois – Unité inférieure de l'orthogneiss du Lauson

Un pont en bois (à environ 2000m d'altitude) permet de traverser le torrent descendant du Vallon du Lauson, au-dessus de la cascade. Ce pont fait la transition entre le vieux chemin (la mulatière, chemin dallé avec de nombreux lacets) et le nouveau chemin (chemin raide, et avec des lacets étroits). Au niveau de ce pont affleurent de très belles dalles d'orthogneiss. Ces orthogneiss se trouvent structuralement au dessous des cargneules observées précédemment et sont donc situés dans l'unité inférieure des orthogneiss du Lauson. Au niveau de ce pont s'observe une transition entre un orthogneiss leucocrate à grain fin (rive gauche du torrent) et un orthogneiss grossièrement oeilé (rive droite du torrent).

L'orthogneiss du Lauson est séparé, par un contact tectonique, en deux unités (inférieure et supérieure) qui ne montrent pas de différences lithologiques importante. En effet, cet orthogneiss est lithologiquement indifférenciable de part et d'autre du contact. Cependant, au sein des deux unités, des variations lithologiques sont tout de même à signaler. Cet orthogneiss grossièrement oeilé présente des bordures plus leucocrates, à grain fin et parfois finement oillées, qui semblent indiquer des variations de composition de l'intrusion granitique.

Une fois ce pont traversé, le nouveau chemin passe à proximité du torrent en le surplombant, sur sa rive droite. Ce chemin permet de bien observer les orthogneiss, la direction de la foliation dans ces orthogneiss étant à peu près parallèle au chemin (foliation de direction N88 et de pendage 42° vers le Nord). Le chemin, jusqu'à l'arrêt N°1-5, est situé dans cette même unité (inférieure) des orthogneiss du Lauson.

Arrêt n°1-4 : Alpe La Pascieu – Niveau de cargneules au sein des orthogneiss du Lauson.

Quand la vue se dégage sur le versant opposé du torrent, au niveau de l'ancien alpage de la Pascieu (2114m), on notera, au bas des pentes d'éboulis de la rive gauche du torrent et surplombant en falaise le torrent, une longue bande de cargneules. Celle-ci est donc structuralement située au-dessus des orthogneiss du chemin, constituant le prolongement de la bande de cargneules de l'arrêt N°1-2. Au-dessus de ces cargneules affleurent à nouveau des orthogneiss, appartenant à l'unité supérieure des orthogneiss du Lauson. La lame de cargneules est donc bien insérée au sein des orthogneiss du Lauson : il s'agit soit d'une écaille de Mésozoïque, soit d'une charnière de pli isoclinal, kilométrique, affectant l'interface socle anté-alpin – couverture mésozoïque.

Les cargneules sont facilement observables en rive droite du Valnontey, au-dessus du camping Lo Stambeco, où – fait remarquable - une lentille de serpentinite est cette fois

présente entre les cargneules et les orthogneiss sous-jacents. La coupe schématisée présentée ci-dessous résume la situation observée au niveau de l'arrêt N°1-4 (Figure 4.4).

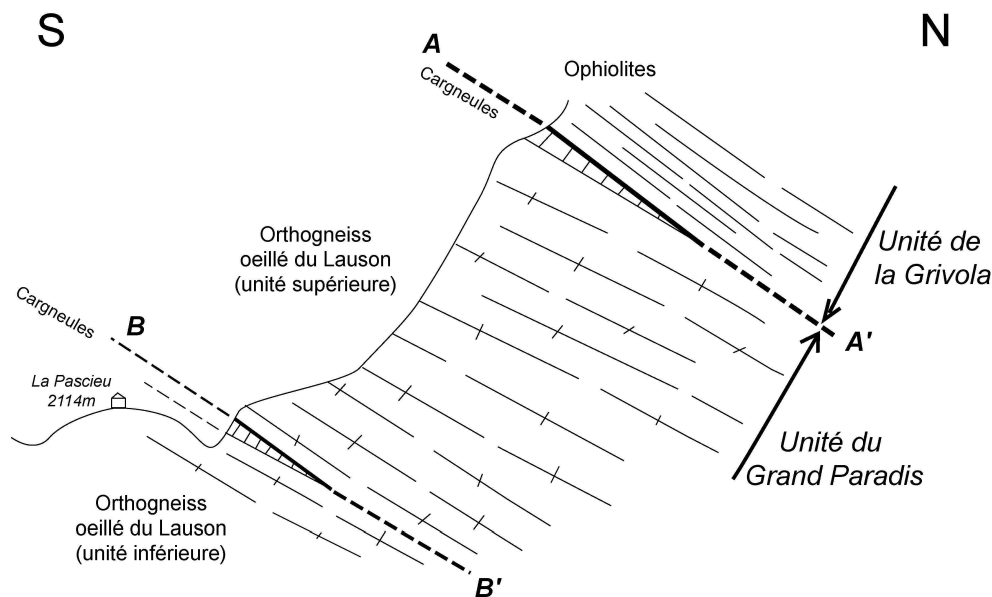


Figure 4.4. Coupe N-S synthétique au niveau de l'Alpe Pascieu. Cette coupe permet d'observer le contact AA' séparant les unités océaniques des orthogneiss du Grand Paradis. Elle permet également l'observation du contact BB', souligné par une lame de cargneules (et parfois de calcaires dolomitiques) au sein des orthogneiss oeilés. La coupe est perpendiculaire à la linéation d'étirement.

Arrêt N°1-5 : Deuxième pont en bois – Unité inférieure de l'orthogneiss du Lauson.

Après une brève descente, un deuxième pont en bois permet de retraverser le torrent pour rejoindre l'ancienne mulatière. Juste avant de traverser le torrent, on peut observer de belles surfaces structurales dans des orthogneiss à grain fin, présentant une foliation de direction E-W et de pendage 35° au Nord et une linéation N70 marquée (Figure 4.5). Cette foliation, parallèle au contact majeur avec les unités océaniques, présente dans toute cette région un pendage régulier vers le nord.



Figure 4.5. Dalles d'orthogneiss à pendage Nord dans le torrent descendant du vallon du lauson.

Une fois le pont traversé, le chemin présente de nombreux blocs de "roches vertes" provenant des falaises en rive gauche du torrent. En effet, en levant la tête vers le Nord Ouest, les falaises sont de couleur verte (prasinites) ou brune (calcschistes), et appartiennent aux unités océaniques. A la base de ces unités océaniques, un affleurement de roches jaunes est facilement identifiable: il s'agit d'une bande de cargneules située exactement au contact entre les unités océaniques au Nord et les unités continentales au Sud (Figure 4.6).



Figure 4.6. Les roches jaunes situées à gauche de la photographie, sont des cargneules séparant les unités continentales du massif du Grand Paradis et les unités océaniques de la Grivola. Les unités océaniques constituent l'ensemble de la falaise située au dessus de cet affleurement. L'échelle est donnée par les randonneurs, en bas et à droite de la photographie.

Arrêt N°1-6 : Rifugio Sella (dans le Vallone di Lauson) – Vue panoramique sur l'arête Gran Sertz - Punta di Leviona – Col Lauson - Punta Nera

L'arrivée au Refuge Sella permet d'observer l'une des plus belles vues sur le contact séparant les unités océaniques des unités continentales (arête Punta di Leviona - Punta Nera) (Figure 4.7). De gauche à droite, on observera dans le paysage les orthogneiss et paragneiss de l'unité du Grand Paradis ; des niveaux de cargneules (blancs à jaunes) (Figure 4.8) et de calcschistes (à patine rousse) de la couverture mésozoïque du Grand Paradis ; les roches vertes et schistes lustrés de l'unité de la Grivola. Les contrastes de couleur (gris et roux pour le Grand Paradis, jaunes pour le Trias, verte pour les unités océaniques) font de ce panorama un régal qui a peu d'équivalents dans les Alpes.

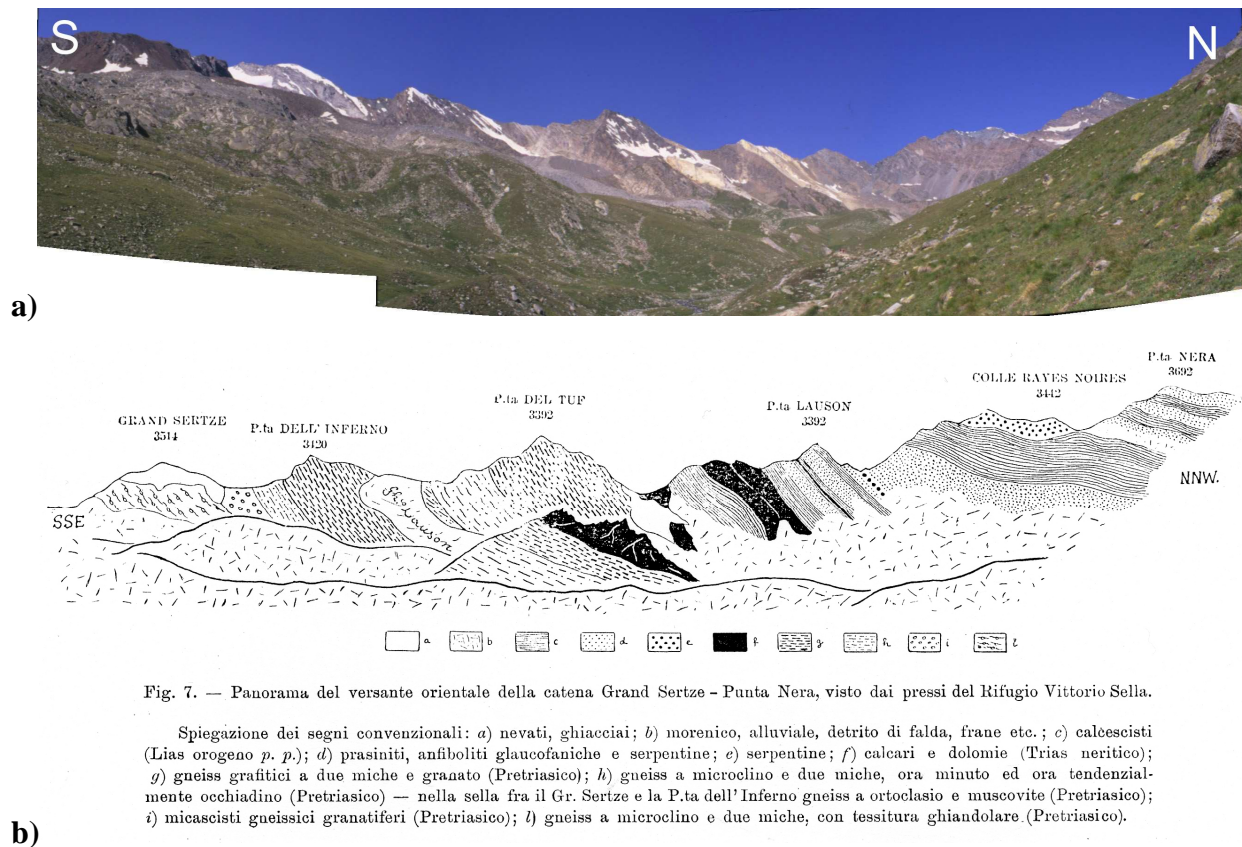


Figure 4.7. Arête Gran Sertz-Punta Nera. a) Photographie panoramique depuis le refuge Vittorio Sella ; b) Panorama redessiné par Dal Piaz (1928).



Figure 4.8. Cresta dell Tuf au second plan et Torrione Giallo au premier plan. Ces deux sommets doivent leur nom à la présence de cargneules. L'aspect poreux des cargneules (cavités de dissolution du gypse) a suggéré qu'ils dérivent de tufs volcaniques, d'où les noms de Cresta et de Punta del Tuf. Le nom de Torrione Giallo « Tour Jaune » est du à la couleur jaune prononcée des cargneules (Giallo veut dire jaune en italien). A la base de l'éperon rocheux qui constitue la Torrione Giallo s'observe nettement la différence entre des paragneiss sombres (au sommet) et des orthogneiss clairs (à la base). Ce panorama présente toutefois un piège (effet de perspective): les deux niveaux de cargneules ne sont pas homologues. En effet, au moins 3 niveaux de cargneules peuvent être identifiées sur l'arête P. del Tuf – P. Lauson (Figure 4-8). Contrairement à ce que suggère le panorama de la Figure 4.8, le niveau de cargneules observé au sommet de Torrione Giallo correspond à celui affleurant au col entre Cresta del Tuf et la Punta Lauson, et non à celui affleurant au sommet de la punta dell Tuf.

➤ Itinéraire N°2 :

Du Rifugio Vittorio Sella aux Casolari de l'Herbetet

Itinéraire : Rifugio Vittorio Sella 2584m – Lago di Lauson 2656m – Pian di Resselto 2526m – Casolari dell' Herbetet 2435m

Temps de parcours : 4 heures

Dénivelé : 100 m, ce chemin balcon reste à une altitude constante d'environ 2500 m.

Difficultés : E-EE (E : Excursionnistes ; EE : Excursionnistes Expérimentés)

Ce chemin est un sentier balcon à une altitude de 2500m, d'excellente qualité jusqu'à Peina Ceinla (E), et requérant une grande attention de là jusque Pian di Resselto (EE), puis à nouveau facile (E) jusqu'aux cabanes dell'Herbetet. Pour les paysages rencontrés ainsi que pour le tracé parfait, ce chemin est certainement un des plus beaux sentiers de randonnée de la vallée de Cogne (Figure 4.9). Etant donné la direction E-W de la foliation, ce chemin (globalement N-S) recoupe la quasi-totalité des faciès identifiés au sein des différentes unités continentales du massif du Grand Paradis.



Figure 4.9. Chemin balcon (vue sur la Roccia Viva et le Colle Gran Crou).

Arrêt N°2-1 : Sur le chemin au Sud du Rifugio Sella – Unité inférieure de l'Orthogneiss du Lauson

Après avoir recoupé le torrent, le sentier décrit une traversée en légère montée, qui se déroule dans les orthogneiss du Lauson. Ces orthogneiss sont d'abord leucocrates à grain moyen et très finement oillés puis deviennent très grossièrement oillés en avançant le long du chemin. La foliation, nettement marquée, présente une direction E-W avec un pendage d'environ 40° vers le Nord (Figure 4.10). Dans ces faciès oillés, les porphyroclastes de feldspath potassique – en relief sur les surfaces altérées – atteignent 5 cm de longueur. De nombreux niveaux leucocrates à grain fin (ex-filons aplitiques) parfois boudinés et/ou plissés sont à signaler.



Figure 4.10. Chamois sur la foliation à pendage vers le Nord dans les orthogneiss oillés du Lauson au Sud du Refuge Vittorio Sella (en deuxième plan).

Arrêt N°2-2 : sur le chemin - Bande de paragneiss au sein des orthogneiss oillés du Lauson (unité inférieure) – Contact tectonique CC'

Non loin du point côté 2654m, juste après le tournant vers la droite (vers le sud), une bande d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur de paragneiss albitiques affleure au sein des orthogneiss oillés du Lauson. Ces paragneiss, parfois très sombres, sont très riches en albite. Ce niveau de paragneiss a été identifié dans la partie basse du Valnontey, immédiatement en aval de la cascade, le long d'une vire oblique entaillant la falaise depuis la cascade jusqu'au ruines de Toule (1994m). Plus haut dans le flanc de la vallée, une moraine colonisée par la

végétation empêche l'observation de ce niveau entre les ruines de Toule et le chemin du Lauson, sur lequel nous nous trouvons maintenant. Toutefois, notons que ces paragneiss peuvent également être suivis vers l'Est, sur la rive droite du Valnontey (Pennachioni, 1988) et de là jusqu'à la Punta di Acque Rosse en rive droite du Vallon de Bardoney.

Cette bande de paragneiss semble être le prolongement d'une bande discontinue de metabasaltes et de calcschistes déjà indiquée comme affleurant à la punta Timorion par Dal Piaz (1928) et Amstutz (1962) et sur la crête du col de Leviona par Cornelius (1934) et Amstutz (1962). Le retrait du glacier del Tuf en rive gauche du Valnontey nous permet maintenant une observation facile de ces calcschistes probablement d'âge mésozoïque, qui marquent un deuxième contact tectonique au sein de ces orthogneiss (C-C').

Arrêt N°2-3 : Lac Lauson - Contact orthogneiss oeilé – paragneiss

Quand la montée se fait plus raide (quelques lacets permettent de franchir un court ressaut), nous arrivons au lac Lauson (2656 m) (Figure 4.11) à environ 1500 m au sud du Refuge Sella. La bordure Nord du lac souligne précisément un contact lithologique entre les orthogneiss oeilés du Lauson (au Nord) et des paragneiss albitiques (au Sud). Sur le chemin muletier, juste sur la droite, ces paragneiss albitiques présentent de nombreux boudins d'amphibolites. Ces paragneiss albitiques sont les métasédiments les plus largement représentés dans le massif du Grand Paradis.



Figure 4.11. Depuis le Lac Lauson, vue sur les Punte Patri, le groupe des Apôtres, et enfin le Becco della Pazienza (de gauche à droite).

Arrêt N°2-4 : Penna Ceinla – Paragneiss albitiques et boudins d'amphibolites

Du lac Lauson à Penna Ceinla, le sentier muletier décrit une vaste courbe dans un vallon encombré d'éboulis. Cette section permet d'observer les paragneiss albitiques avec de nombreux boudins d'amphibolite (Figure 4.12), une association qui est considérée comme caractéristique des complexes polymétamorphiques du Grand Paradis.

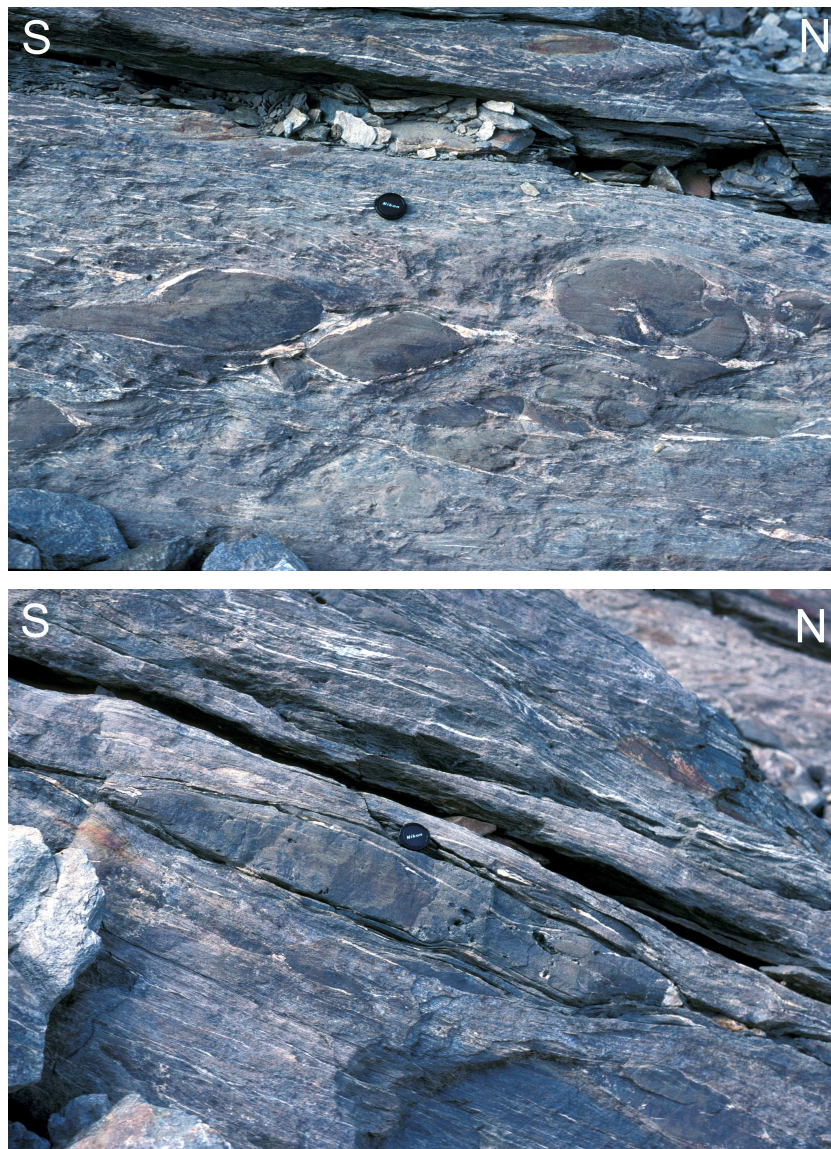


Figure 4.12. Boudins d'amphibolites dans des paragneiss albitiques (attention: cet affleurement est localisé à quelques mètres au dessus du chemin). Noter le cache d'appareil photo utilisé comme échelle sur les deux photographies.

Penna Ceinla est une petite avancée rocheuse qui nous offre une très belle vue panoramique sur la rive droite du Valnontey (Figure 4.13), permettant d'observer l'intégralité de l'arête Valnontey-Valeille depuis la Testa di Montzeuc jusqu'aux Punte Patri. Sur la gauche, en

contrebas, nous pouvons observer le village du Valnontey et le torrent principal de la vallée. Géologiquement, ce panorama montre:

- le contact entre les unités océaniques et le socle antéalpin (A-A');
- une lame de cargneules au sein des orthogneiss, avec une écaille de serpentinites à la base des cargneules, le tout soulignant un contact tectonique (B-B');
- Une bande discontinue de metabasites et de calcschistes probablement d'âge mésozoïque, qui marquent un deuxième contact tectonique au sein de ces orthogneiss (C-C').
- les quartzites et micaschistes à ankérite, auxquels l'altération donne un aspect rougeâtre marqué, dérivant probablement de protolithes permien, et soulignant un autre contact tectonique au sein du Grand Paradis (D-D');
- dans le lointain, à peine visible, la lame d'orthogneiss marquant le contact entre les unités du Grand Paradis (au-dessus) et du Money (au-dessous) (E-E');
- enfin, l'allure globale de la foliation à la bordure septentrionale du dôme du Grand Paradis, foliation à pendage modéré vers le nord, et devenant subhorizontale vers le sud.

Arrêt N°2-4 bis (facultatif) : Bec du Vallon – Vue panoramique sur le Gran Val

Une large et facile arête rocheuse (EEE) permet d'atteindre le Bec du Vallon (2837m). Ce sommet permet une observation complète du Grand Val et de l'arête Rajes dell'Herbetet - Gran Sertz (Figure 4.14), et montre un contact majeur au sein de l'unité du Grand Paradis, (DD'). Ce contact est marqué par un niveau de quartzites et de micaschistes à ankérite, probablement d'âge Permien ou Permo-Scythien. Cette quartzite est en contact avec l'orthogneiss de l'Herbetet, situé structuralement au-dessous, et présentant une intense déformation ductile à son contact (cf arrêt N°2-6). Comme le montre ce panorama, les orthogneiss du Gran Sertz sont structuralement situés au dessus du contact D-D', et ne sont pas homologues des orthogneiss de l'Herbetet.

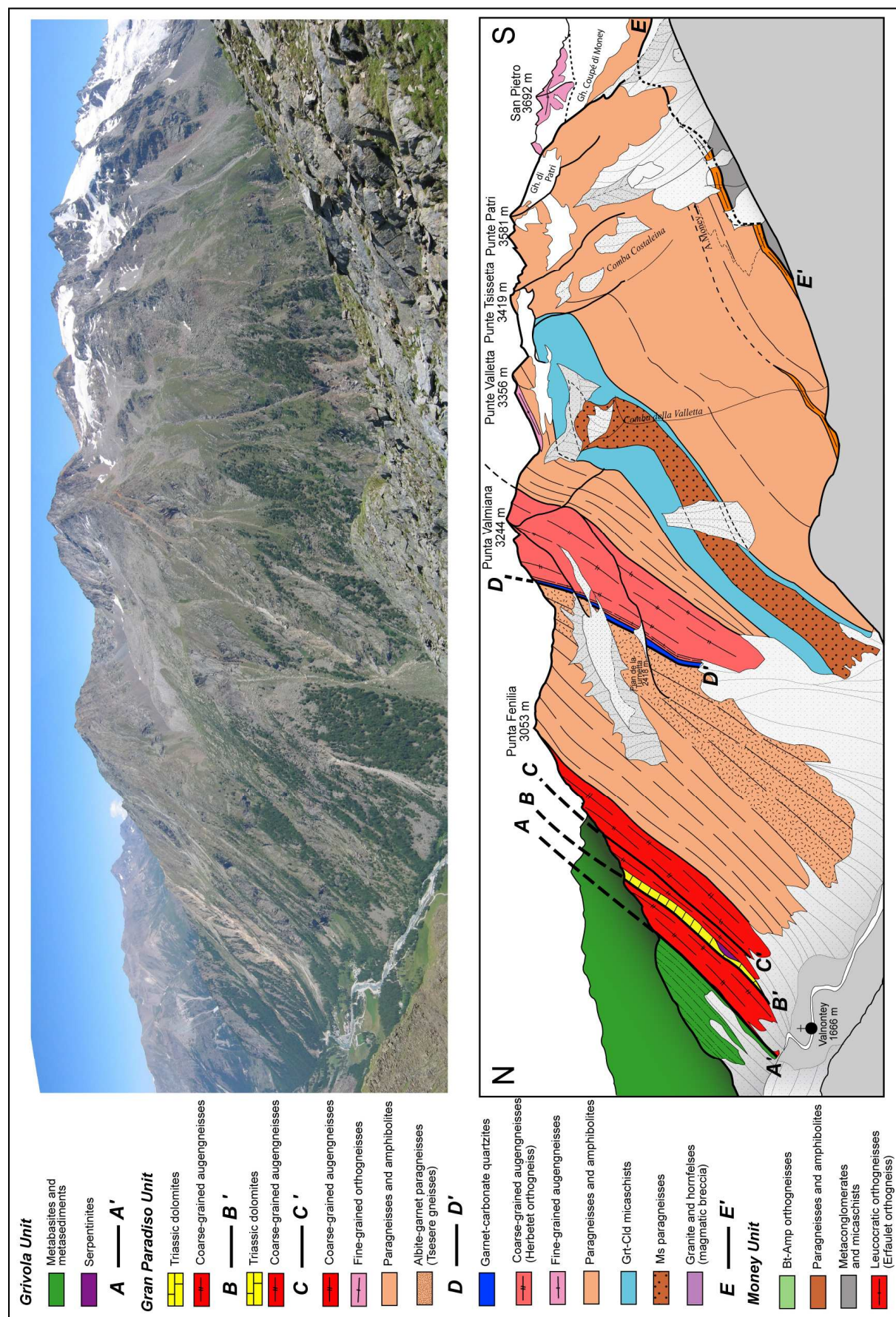


Figure 4.13. Panorama de la rive droite du Valnontey, depuis Penna Ceinla (2617m).

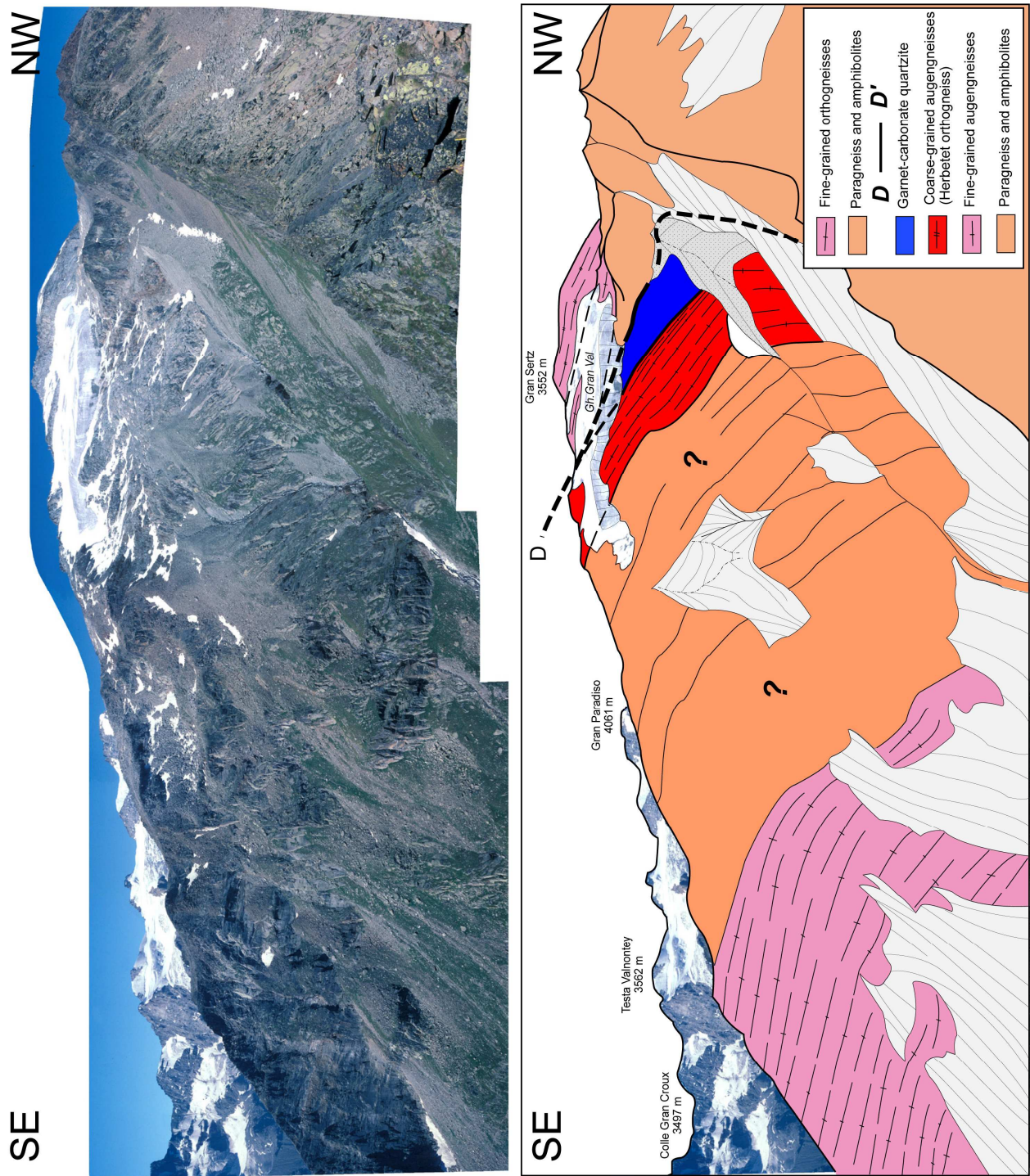


Figure 4.14. Panorama de la rive droite du Gran Val, depuis le sommet du Bec du Vallon (2837m). Certains secteurs n'ont pas été parcourus à pied, mais seulement examinés aux jumelles et semblent être constitués d'alternances de paragneiss et d'orthogneiss (plis isoclinaux de deuxième génération). Par contre, la totalité du secteur sous et au-dessus du glacier du Gran Val a été parcouru pour vérifier les attributions lithologiques.

Arrêt N°2-5 : Descente de l'arête NW du Bec du Vallon - Filons aplitiques boudinés et plissés dans les paragneiss.

Après avoir franchi l'arête NW du Bec du Vallon commence une descente dans laquelle le sentier devient étroit et exposé (quelques passages requièrent de l'attention et sont équipés avec une corde fixe). Le long de cette portion du sentier affleurent des paragneiss dans lesquels de nombreuses veines de gneiss leucocrates à grain fin (méta-aplites) sont boudinés et plissés (Figure 4.15). Ces filons pourraient être issus d'une intrusion granitique, constituant l'une des nombreuses lames d'orthogneiss. Dans le cas observé ici, ces filons pourraient être associés à la lame d'orthogneiss constituant le sommet du Gran Sertz ou à la bande d'orthogneiss leucocrate suivie en Bardoney, Valeille et rive droite du Valnontey (orthogneiss de Leutta).



Figure 4.15. Filons aplitiques plissés et boudinés au sein de paragneiss albitiques.

Arrêt N°2-6 : Arête SW du Bec du Vallon – Identification d'un contact tectonique (D-D').

Après cette descente au sein des paragneiss, le chemin, toujours étroit, entame une section sub-horizontale, dans laquelle nous pouvons observer des micaschistes. Ceux-ci contiennent des grains centimétriques de grenat, que l'altération laisse en relief sur les surfaces de foliation (Figure 4.16). L'observation en lame mince de ces roches montre l'existence de deux générations de grenat, les analyses à la microsonde électronique montrant de plus une forte différence de composition chimique entre ces deux générations. Il s'agit du même faciès que celui affleurant à la Punta Tsésère, sur l'arête Valeille – Bardoney, et ce faciès constitue un repère lithologique de premier ordre.



Figure 4.16. Micaschistes à grenat (faciès Tsésère). Les grains centimétriques sont constitués d'un large cœur préalpin, autour duquel existe une surcroissance alpine. Cette deuxième génération est également présente en matrice, sous forme de grains de petite taille, non visibles à la loupe dans ces micaschistes.

Au sud de ces micaschistes à reliques préalpines affleure un ensemble a priori insolite de roches riches en carbonates ankéritiques $\text{Ca (Fe, Mg) (CO}_3)_2$. L'altération de l'ankérite produit de nombreuses petites cavités de couleur rouille (résidu de dissolution, constitué par des hydroxydes de fer), à ne pas confondre avec les nombreux grains millimétriques de grenat, en général rouge sang et en relief. L'altération de l'ankérite donne une couleur rougeâtre à ces roches, ce qui en fait un niveau facilement repérable d'une vallée à l'autre. Les panoramas de Penna Ceinla et du Bec du Vallon permettaient de bien voir ce niveau, qui

affleure à Pian de la Turnetta en rive droite du Valnontey et en dessous du glacier du Gran Val en rive gauche du Valnontey.

Les premiers faciès observés sont des micaschistes, puis des quartzites. Associées à ces micaschistes et quartzites carbonatés, des amphibolites à carbonates, des amphibolites à carbonates et reliques éclogitiques et des éclogites à carbonates ont souvent été observées au niveau du contact supérieur des quartzites (au Nord des quartzites). Sur ce chemin, seul un échantillon non en place d'amphibolite à grenat-ankérite a été trouvé (LAU 9). Cet échantillon est toutefois exceptionnel puisqu'il a permis d'observer des pseudomorphoses de lawsonite en inclusions dans le grenat.

Poursuivant avec attention le chemin, nous atteignons le contact entre ces roches à carbonates et des orthogneiss. Les orthogneiss en contact avec les quartzites sont de prime abord difficilement reconnaissables: la déformation intense n'y permet plus l'identification des yeux de feldspaths potassiques, ceux-ci étant extrêmement aplatis et étirés (Figure 4.17). Dix mètres plus loin vers le sud, ces orthogneiss sont beaucoup moins déformés qu'au contact avec le quartzite, prenant l'aspect d'un gneiss oillé typique. En somme, nous observons ici la mylonitisation progressive d'un orthogneiss oillé. L'observation de ce gradient d'intensité de la déformation au sein des orthogneiss suggère l'existence d'un contact tectonique, que nous avons nommé D-D'. Si, comme nous le supposons, les quartzites et micaschistes à ankérite dérivent bien de protolithes permien, alors l'importance de ce contact tectonique s'en trouve renforcé.

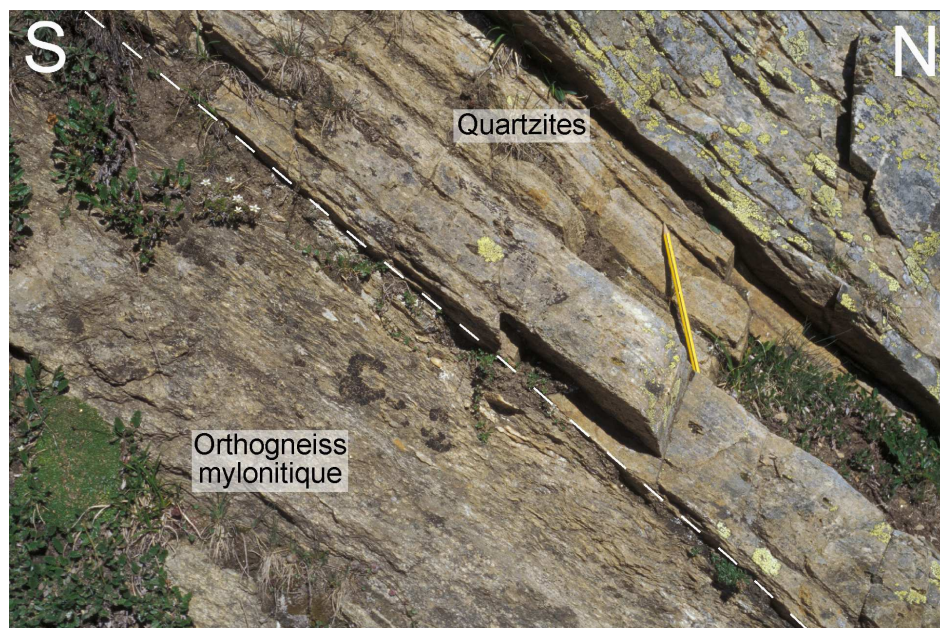


Figure 4.17. Orthogneiss mylonitique en contact avec des quartzites et des micaschistes à carbonates. Photographie réalisée sur le chemin.

Arrêt N°2-7 : Pian di Ressello - Contact orthogneiss-micaschistes.

La traversée du Grand Val permet l'observation, en rive gauche, des orthogneiss ocellés de l'Herbetet, puis, en rive droite, d'un autre ensemble d'orthogneiss assez massifs et finement ocellés. Après la traversée d'un éboulis actif, le chemin entame une légère montée vers Pian di Ressello et offre un panorama étendu du Valnontey, depuis la Punta Fenilia au Nord jusqu'au splendide cirque glaciaire clôturant la vallée au Sud. Ce point de vue montre en outre vers le Nord la klippe austroalpine de l'Emilius (Figure 4.18), et au Sud le sommet du Grand Paradis (4061m).

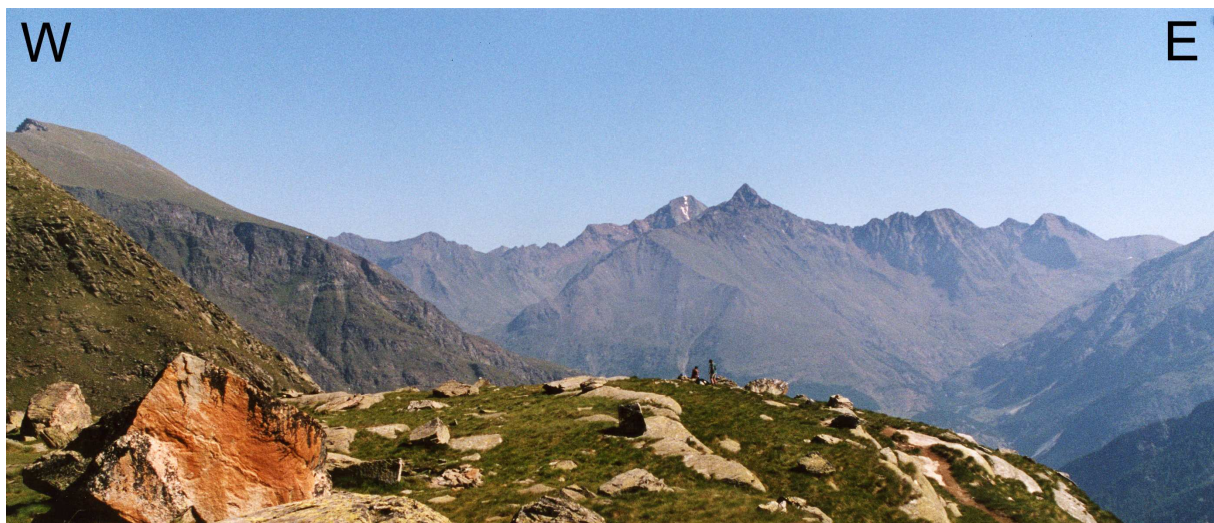


Figure 4.18. Panorama vers le Nord depuis Pian di Ressello, avec les deux pyramides de l'Emilius (3559m, en arrière plan, à gauche avec un couloir de neige sous le sommet) de la Punta Garin (3448m, au premier plan, à droite, dominant le vallon de Grauson). La Punta di Leppe (3305m), dernier sommet à droite, est constituée de schistes lustrés surmontant les micaschistes éclogitiques de l'Emilius.

Pian di Ressello est constitué de micaschistes à grenat-chloritoïde (Figure 4.19) dont la foliation majeure est subhorizontale. Un examen attentif de ces micaschistes montre en fait deux schistosités superposées. La schistosité majeure, subhorizontale, est une schistosité de crénulation, dans les microlithons de laquelle s'observe une première schistosité, microplissée (Figure 4.19a). Les micaschistes, blanc argenté en raison de l'abondance de la phengite et l'absence de biotite, présentent des amas centimétriques noirs où la loupe révèle de nombreux grains de chloritoïde (Figure 4.19b).

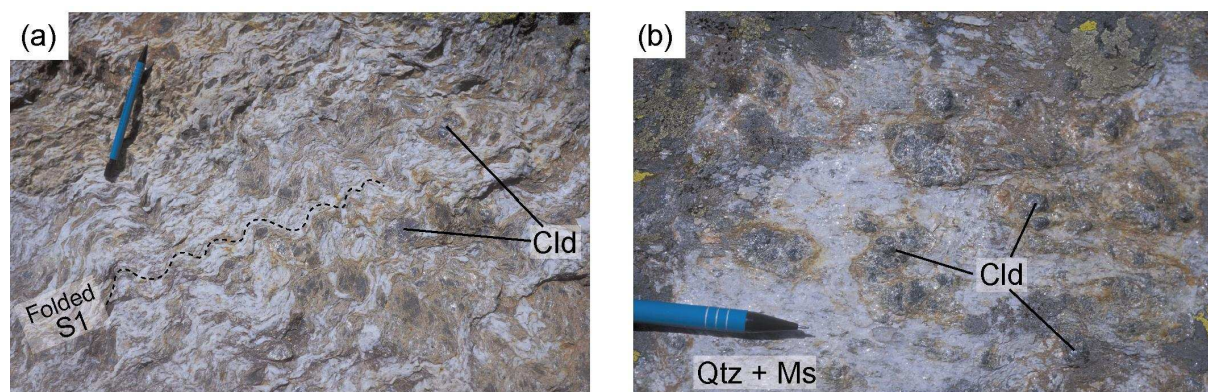


Figure 4.19. Micaschistes à grenat-chloritoïde de Pian di Ressello. a) Déformation superposées dans les micaschistes: une schistosité de crénulation S_2 , subhorizontale à l'affleurement, déforme une schistosité S_1 ; b) Amas centimétriques de chloritoïde dans le plan de schistosité S_2 : les amas noirs, essentiellement constitués de grains millimétriques de chloritoïde et de quelques lamelles de chlorite (non visibles macroscopiquement), sont entourés par une petite auréole brune, résultant de l'altération (oxydation) du chloritoïde et/ou de la chlorite. La disposition en amas polygranulaire du chloritoïde pourrait résulter du fait qu'il se développe sur le site de staurotides préalpines.

Outre de beaux faciès de micaschistes à chloritoïde, Pian di Ressello permet d'observer une coupe où apparaissent, de bas en haut (Figure 4.20):

- les micaschistes à chloritoïde (plusieurs dizaines de m d'épaisseur);
- des paragneiss albitiques, intensément microplissés (6-7 m d'épaisseur),
- des orthogneiss leucocrates, à grain fin, homogènes, présentant parfois des faciès à yeux centimétriques jointifs de feldspath potassique (plusieurs dizaines de m d'épaisseur), intensément déformés (linéation d'étirement E-W, subhorizontale)

La succession verticale de ces trois lithologies est nettement marquée dans la topographie. Les micaschistes forment le plan de Pian di Ressello, lequel supporte une petite zone marécageuse. Un premier ressaut au-dessus de ces marécages est constitué par les paragneiss albitiques, tandis qu'un second ressaut (la falaise majeure, avec à son pied un éboulis) est constitué d'orthogneiss. Dans la falaise, les orthogneiss sont recoupés par de nombreuses fractures ou failles tardives, dont les épontes sont parfois garnies de cristaux automorphes de quartz.

Le contact entre les paragneiss et les orthogneiss est très facilement observable au-dessus du chemin ayant permis la montée vers Pian di Ressello, falaise à laquelle il est possible d'accéder à flanc depuis Pian di Ressello. Le contraste de déformation entre micaschistes et paragneiss d'une part, et orthogneiss d'autre part, est ici net. Alors que les premiers montrent des structures superposées (deux schistosités), le second présente une forte fabrique linéaire (dominante par rapport à la fabrique planaire). En effet, on pourrait s'attendre

à trouver deux schistosités dans l'orthogneiss comme dans les micaschistes, mais la superposition des deux déformations pourrait se traduire en fait par une fabrique constrictive, se traduisant par la fabrique linéaire.

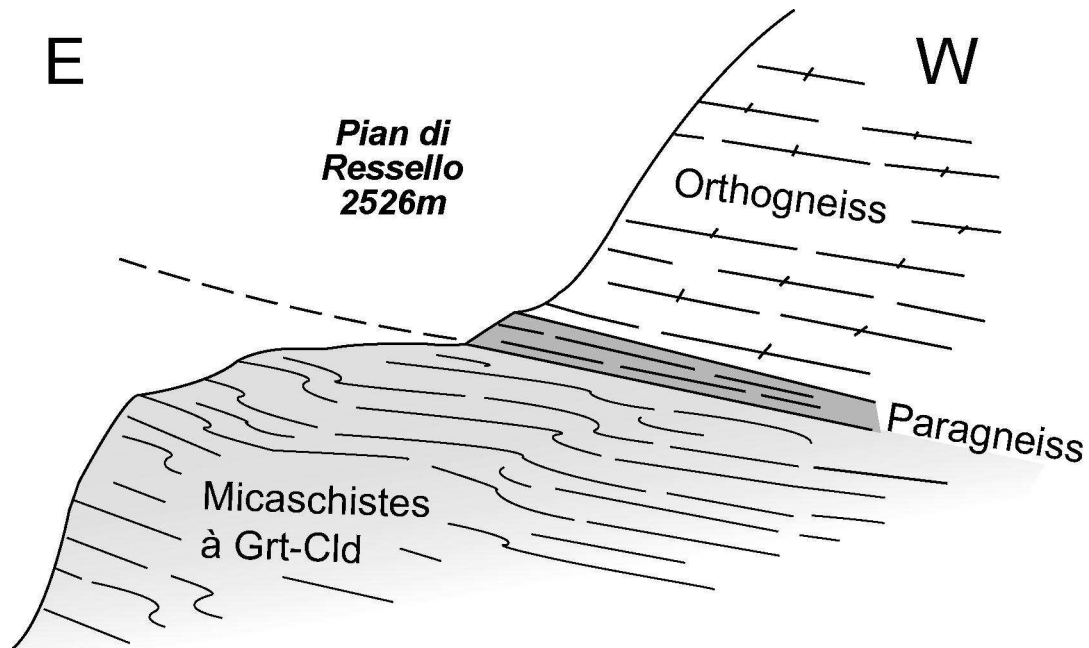


Figure 4.20. Coupe synthétique au niveau de Pian di Ressello. Le profil topographique révèle 3 ressauts rocheux qui correspondent à trois lithologies différentes. Les dalles de micaschistes à Cld constituant la partie plane de pian di Ressello, les paragneiss albitiques un petit ressaut rocheux entre cette partie plane et la paroi rocheuse, laquelle est constituée d'orthogneiss leucocrates massifs.

Des Casolari dell'Herbetet à Valnontey : retour par l'itinéraire N°3.

➤ **Itinéraire N°3 :**

Valnontey – C. de l'Herbetet

Itinéraire : Valnontey 1666m – Valmiana 1729m – Pont de l'Erfaulet 1830m - Casolari de l'Herbetet 2325m

Temps de parcours : 4 heures

Dénivelé : 660 m

Difficulté : E

Cet itinéraire est particulièrement intéressant, puisqu'il permet d'examiner et d'identifier les roches ainsi que les principales structures associées aux deux principales unités identifiées au sein du socle continental du Grand Paradis, à savoir :

-L'unité inférieure, monométamorphique, appelée unité du Money.

-L'unité supérieure, polymétamorphique, appelée unité du Grand Paradis.

De Valnontey au Pont de l'Erfaulet

Ce sentier est très pratiqué, à la fois par les nombreux randonneurs allant aux bivouacs Martinotti, Borghi, Pol, Grappein, Leonessa, aux cabanes de l'Herbetet etc..., cette portion de chemin leur permet une "mise en jambe" avant la raide montée vers ces différents objectifs. Ce chemin, sans dénivelé important (164m), est également une promenade classique pour les randonneurs de tous âges puisqu'il ne requiert pas une condition physique importante et permet de réaliser une jolie promenade avec, en toile de fond, les glaciers de la Tribolazione et du Gran Crou. Pour ce qui est de la géologie, ce sentier ne permet pas d'observer directement de nombreux affleurements, mais permet l'observation des falaises à la base des deux flancs de la vallée, ainsi que l'examen des roches descendant des différents éboulis.

Arrêt N°3-1 : Village de Valmiana – Orthogneiss de Valmiana

Le charmant hameau de Valmiana ne présente pas d'affleurement, mais permet l'observation sur les deux flancs de la vallée d'un niveau blanc-beige d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Ce niveau correspond à un orthogneiss leucocrate à grain fin, que nous avons choisi d'appeler l'orthogneiss de Valmiana, puisque cette lame de direction E-W (92N) et à

pendage Nord (38°), fait un V dans la vallée au niveau du village de Valmiana. Les études géochimiques sur ces orthogneiss (en collaboration avec R. Capdevila) ont révélé que le granite dont ils étaient issus était un granite à métaux lourds, puisqu'un effet tétrade (REE) y est observé. L'orthogneiss de Valmiana est situé au contact entre les unités du Grand Paradis et du Money.

Arrêt N°3-2 Pont de l'Erfaultet – Orthogneiss de l'Erfaultet

C'est en rive gauche du torrent, une fois le Pont de l'Erfaultet traversé, un peu au Nord de celui-ci que nous pouvons observer un orthogneiss leucocrate dont la foliation est difficilement identifiable à première vue. Cependant, cet orthogneiss est bel et bien déformé, présentant une linéation E-W associée à une foliation subhorizontale. Cet orthogneiss porte le nom de cette localisation, orthogneiss de l'Erfaultet. Cet orthogneiss est intrusif dans les séries métasédimentaires sus-jacentes ((Le Bayon & Ballèvre, 2004), Chapitre 5) (Figure 4.21). L'orthogneiss de l'Erfaultet est situé à la base de l'unité du Money, et représente donc la roche la plus profonde de l'édifice structural alpin sur la coupe du Grand Paradis.

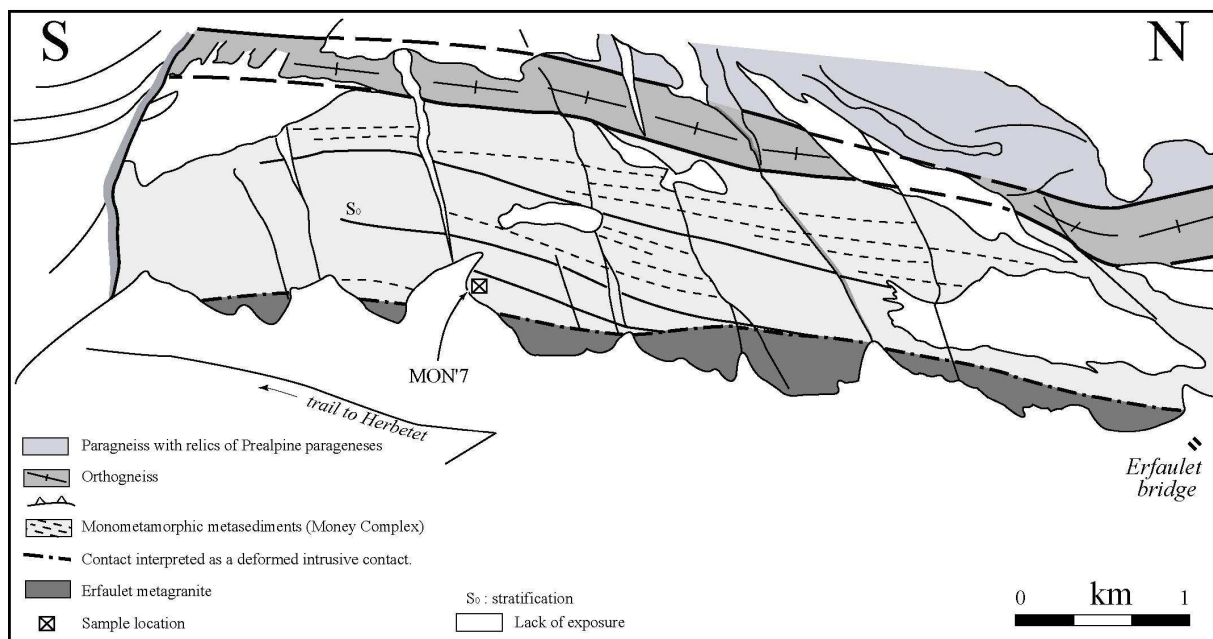


Figure 4.21. Panorama redessiné à partir de photographies réalisées depuis la rive droite du Valnontey, montrant les relations entre le granite de l'Erfaultet (en gris sombre) et la série métasédimentaire (complexe du Money) sus-jacente (en gris clair). Ce panorama permet également l'observation du contact entre l'unité du Money et l'unité du Grand Paradis, celui-ci étant marqué par la présence d'une étroite bande claire (orthogneiss de Valmiana).

Arrêt N°3-2bis (facultatif) : Eboulis en rive droite, au niveau du Pont de l'Erfaultet - Orthogneiss de l'Erfaultet et filons associés intrusifs dans les faciès conglomératiques du Complexe du Money

Au pont de l'Erfaultet, sur la rive droite du torrent principal, un petit chemin permet d'arriver à une source naturelle, où l'eau émerge d'un imposant éboulis. L'examen de cet éboulis permet d'observer de beaux blocs des différents faciès de l'unité du Money, à savoir :

- un faciès métaconglomératique appartenant au complexe du Money (Figure 4.22a);
- l'orthogneiss de l'Erfaultet (observé in situ à l'arrêt N°3-2) (Figure 4.22b), orthogneiss leucocrate, à grain fin, dépourvu d'enclaves ou de mégacrists d'orthose, présentant une déformation plus ou moins intense.
- des veines de gneiss leucocrates à grain fin, parfois plissées, dérivant de filons aplitiques (Figure 4.22c).
- des veines de gneiss leucocrates à grain grossier, également plissées, présentant des lamelles centimétriques de muscovite et parfois quelques grains de grenat, dérivant de filons pegmatitiques (Figure 4.22d).

Certains blocs montrent les relations entre ces faciès, les veines aplitiques et pegmatitiques, bien que déformées, recoupant les faciès conglomératiques. L'examen de cet éboulis confirme donc les observations in situ dans les falaises en rive gauche du Valnontey concernant la relation entre l'orthogneiss de l'Erfaultet et le complexe métasédimentaire du Money sus-jacent (Voir Chapitre 5), à savoir que le contact séparant l'orthogneiss de l'Erfaultet et le complexe du Money est un contact intrusif déformé.

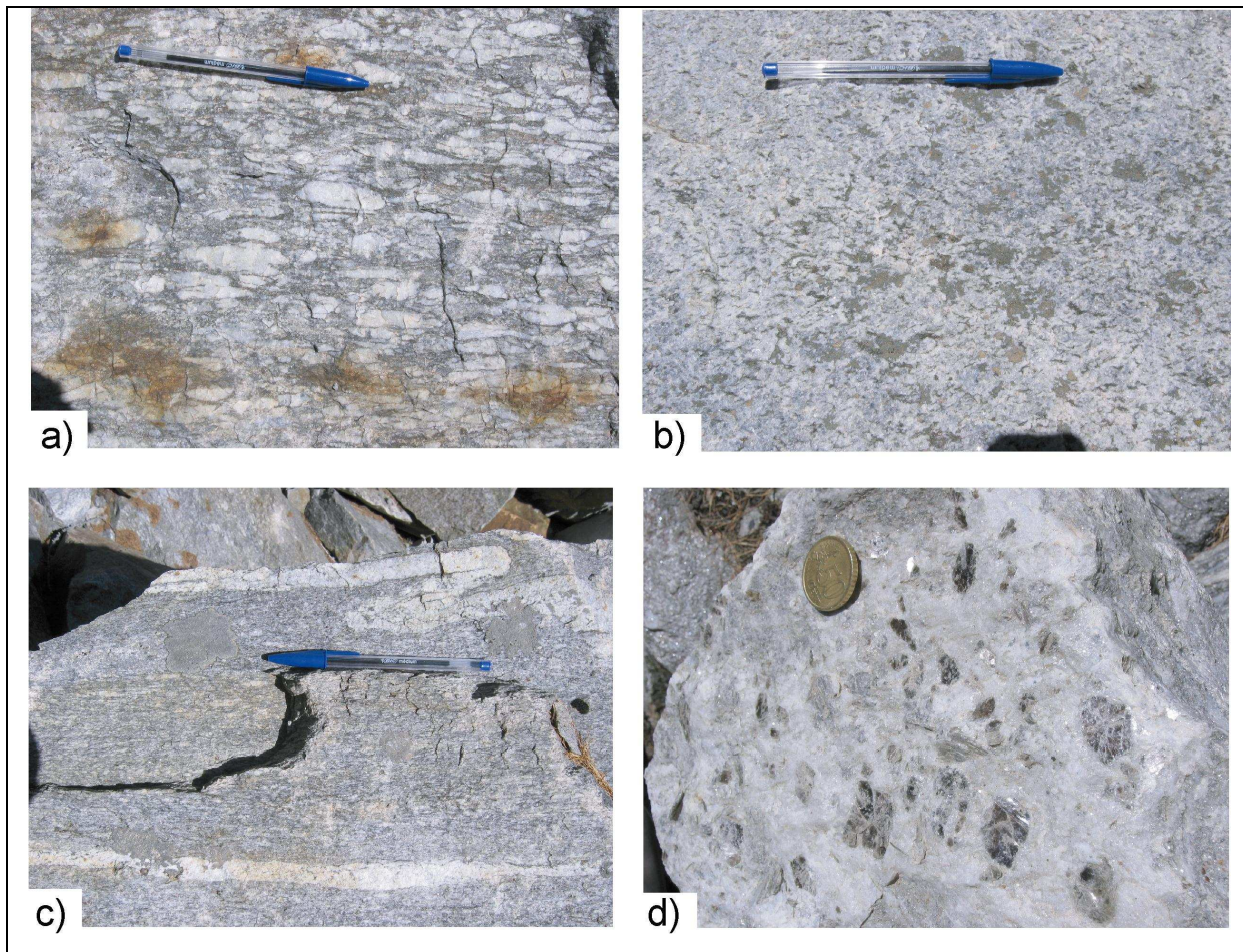


Figure 4.22. a) Métaconglomérats de l'unité du Money ; b) Orthogneiss leucocrate de l'Erfault ; c) filons aplitiques plissés au sein des métaconglomérats du Money ; d) Veines de pegmatites à grandes lamelles de muscovite.

Du Pont de l'Erfault aux cabanes de l'Herbetet

Après le pont de l'Erfault, le chemin poursuit vers le Sud, en longeant la base des falaises de la rive gauche du Valnontey. A l'origine, le chemin était tracé dans la pente d'éboulis, afin d'éviter la plaine torrentielle. Le chemin a en fait été détruit à plusieurs reprises par de gros éboulis (une chute de blocs décamétriques a par exemple eu lieu au printemps 2005), et a été partiellement retracé. Ces éboulis permettent l'examen de gros blocs frais en provenance de la falaise sus-jacente, dans lesquelles on notera des métaconglomérats quartzeux et quelques micaschistes graphiteux.

Le chemin parvient à la base d'une cascade, qui représente le débouché dans la vallée majeure du torrent de l'Herbetet. Ce torrent peut être traversé sur un pont en bois. A partir de ce point débute une section capitale pour la compréhension de la structure de la fenêtre du Money (Figure 4.23). Il convient toutefois de souligner que les structures ne sont pas lisibles directement dans le paysage, en partie parce que tout le flanc de la vallée a été poli par les

glaciers würmiens, au moins jusqu'à l'altitude des cabanes de l'Herbetet. Un témoin d'un stade de retrait des glaciers würmiens est d'ailleurs présent sous forme d'une petite moraine latérale au niveau de l'alpage (ruiné) de Cesere. Du fait que les parois sont polies, et les rochers en majeure partie recouverts de lichens, les différences entre lithologies n'apparaissent pas clairement dans le paysage (Figure 4.23). Aussi avons-nous du faire appel à deux techniques complémentaires:

- l'identification des lithologies et la cartographie des limites entre lithologies, cette dernière nécessitant un parcours des flancs de la vallée (déconseillé en dehors du chemin, en raison des pentes herbues glissantes);
- l'analyse des structures superposées, et en particulier de l'asymétrie des plis de seconde génération.

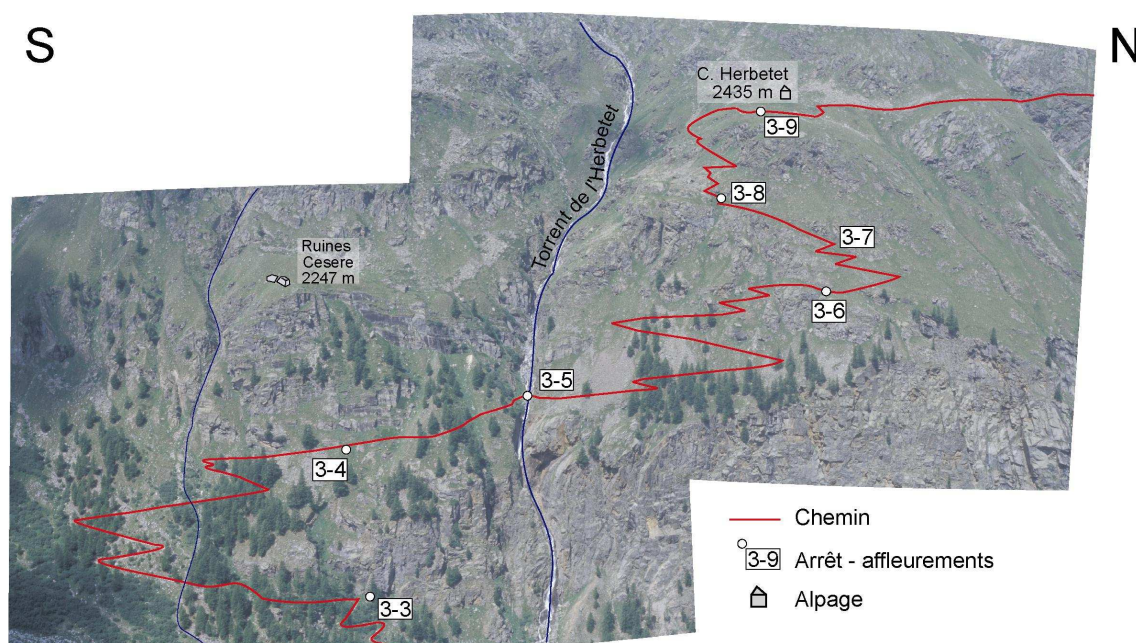


Figure 4.23. Photographie réalisée depuis la rive droite du Valnontey. Cette photographie permet la localisation des différents affleurements, se trouvant sur le chemin entre le pont de l'Erfaulet et les cabanes de l'Herbetet, décrits ci-dessous. Le chemin est signalé par un trait continu rouge.

Arrêt N°3-3: Flanc inférieur d'un pli de phase 2 - Métaconglomérats Money/Paragneiss albitiques

Le chemin permet tout d'abord d'observer de beaux polis glaciaires soit sur sa gauche en montant soit au-dessus du chemin, en particulier au point où est gravé dans la roche l'inscription « Glacier 1866 ». Dans ces polis affleurent des micaschistes à nombreux

éléments quartzeux étirés, interprétés comme d'anciens galets (Figure 4.24). Le litage sédimentaire est parfois identifiable, les niveaux conglomératiques ayant de quelques dm à 2 m d'épaisseur. La polarité des couches reste difficile à déterminer, mais l'on remarquera que les plus gros éléments (jusque 0.2-0.3m) s'observent au-dessus de la gravure, semblant indiquer ici une position inverse des couches.



Figure 4.24. Métaconglomérats à galets quartzeux centimétriques à décimétriques (poli glaciaire strié en bordure du chemin). Le litage sédimentaire est souligné par les différences de proportions de galets.

Au-dessus des métaconglomérats affleurent des paragneiss albitiques, lités, à boudins d'amphibolites, une association lithologique qui est classiquement considérée comme typique des ensembles polymétamorphiques. La nature du contact entre les paragneiss albitiques et les métaconglomérats est un point capital. Nous considérons, au vu du gradient de taille des éléments constitutifs des métaconglomérats, que ceux-ci se sont déposés sur les paragneiss. Le contact serait donc stratigraphique (en position actuelle inverse), et non tectonique.

Avant de quitter cet affleurement, envisageons quelques instants la signification paléoclimatique de la gravure « Glacier 1866 » (Figure 4.25). Cette gravure est signée par le

capitaine J. d'Albertis et l'abbé J.-P. Carrel. Les auteurs de la gravure nous signaleraient le point atteint par les glaciers durant la seconde moitié du XIX^{ème} siècle (Grassi, 1982), à l'apogée du « Petit Âge Glaciaire ». A cette époque, les glaciers du Gran Crou, de la Tribolazione et de Tzasset confluaient dans la partie haute du Valnontey. Le recul des glaciers, lui-même largement documenté à partir du début des années 1900 par des dessins et des photographies (Figure 4.26), a permis le développement d'une végétation, et c'est maintenant à l'ombre d'une belle forêt de mélèzes que les polis glaciaires doivent être examinés.



Figure 4.25. Gravure « Glacier 1866 » signée par J. d'Albertis et J.-P. Carrel, indiquant probablement la position du front du glacier à cette époque, la gravure étant actuellement dans une forêt de mélèzes.

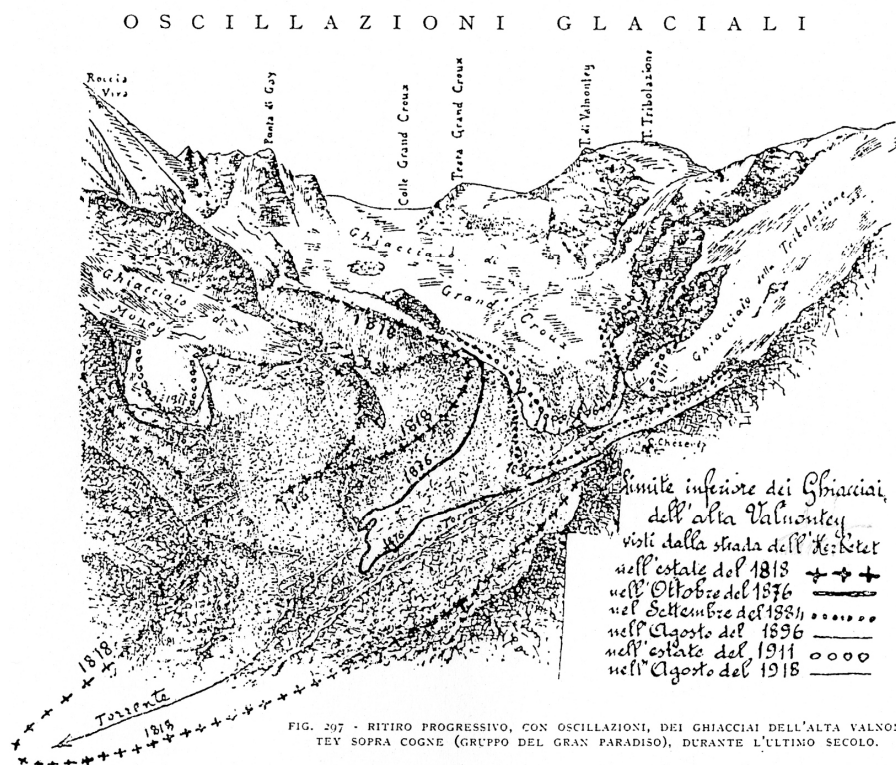


Figure 4.26. Une image du retrait des glaciers dans la partie amont du Valnontey (Sacco, 1934). Les glaciers atteignirent leur amplitude maximale aux environs de 1820 et depuis le retrait n'a cessé....

Arrêt N°3-4: Charnière et flanc supérieur d'un pli couché d'échelle kilométrique de phase 2

Après avoir laissé sur la gauche le sentier menant aux bivouacs Martinotti, Borghi et Pol-Grappein, puis emprunté quelques lacets, le chemin aborde une portion plus ou moins horizontale qui permet d'observer une charnière de pli couché hectométrique impliquant des paragneiss albitiques, des amphibolites et des métaconglomérats. Sur cette portion de chemin s'observent successivement :

1. A la base de l'éperon rocheux situé au-dessus du chemin affleurent des gneiss gris, à grain fin, fortement déformés : ce sont les orthogneiss du Money. Ils sont surmontés par des paragneiss albitiques.
2. Le chemin franchit un pli glaciaire, où affleure une amphibolite dense, verte sombre à grain fin, finement litée et intensément microplissée. Cette bande d'amphibolite d'une épaisseur d'environ 5 mètres est facilement observable au-dessus, sur et en-dessous du chemin. La foliation majeure est verticale au niveau du chemin, et s'horizontalise vers le Sud au-dessus du chemin. Ces amphibolites soulignent donc un pli hectométrique de deuxième génération, et le secteur à foliation verticale marque la charnière de ce grand pli. La position dans laquelle nous nous trouvons explique l'important microplissement observé au sein des lithologies.

3. A la base de la falaise rocheuse affleurent enfin des métaconglomérats, eux aussi extrêmement microplissés, qui font suite aux amphibolites vers le Nord. Il s'agit des mêmes métaconglomérats que ceux observés à l'arrêt N°3-3, mais dans une position structurale différente puisqu'ils sont situés ici au-dessus des paragneiss albitiques et amphibolites. Deux déformations y sont observables: la première est une foliation parallèle aux limites lithologiques, la seconde une schistosité de crénulation subhorizontale, plan axial de microplis observés dans cet affleurement.

Les paragneiss et amphibolites forme donc un niveau d'environ 100 mètres d'épaisseur au sein de l'unité du Money, niveau situé entre l'orthogneiss du Money au sud et les métaconglomérats monogéniques au Nord. Le même niveau de paragneiss et d'amphibolites sera observé sur l'autre rive du Valnontey (arrêt N°4-6). Cet affleurement qui permet de toucher directement la charnière de ce pli ainsi que l'examen au jumelle de ce pli dans la falaise en rive droite du Valnontey (Figure 4.27) a révélé l'existence d'un pli couché kilométrique, d'axe E-W au sein de l'unité du Money.

Arrêt N°3-5: Pont en bois sur le torrent de l'Herbetet – Métaconglomérats + panorama sur la rive droite du Valnontey

Un pont en bois permet de franchir aisément le torrent de l'Herbetet, lequel a creusé une étroite gorge au sein de micaschistes quartzeux contenant quelques niveaux conglomératiques (un affleurement de métaconglomérats est observable en rive gauche du torrent, environ 20m après le pont, juste à la sortie de la gorge). Ces métaconglomérats appartiennent au complexe du Money, et sont l'équivalent des métaconglomérats observés lors des arrêts N°3-3 et 3.4. La foliation est ici subhorizontale ou à faible pendage ouest, et représente probablement les deux surfaces S_{1-2} confondues.

Non loin de cet affleurement, un arbre situé sur le chemin en bas d'un petit éboulis constitue un endroit privilégié, souvent à l'ombre, pour observer un panorama exceptionnel sur la rive droite du Valnontey (Figure 4.27). La difficulté majeure dans ce panorama est d'identifier la charnière du pli kilométrique d'axe E-W affectant les lithologies de l'unité du Money. En effet, cette charnière est visible (aux jumelles) dans la paroi située en dessous de l'épaulement glaciaire où se trouve l'alpage du Money. Ce panorama permet également l'observation du contact tectonique majeur du Grand Paradis, à savoir le contact entre l'unité monométamorphique du Money et l'unité polymétamorphique du Grand Paradis (EE').

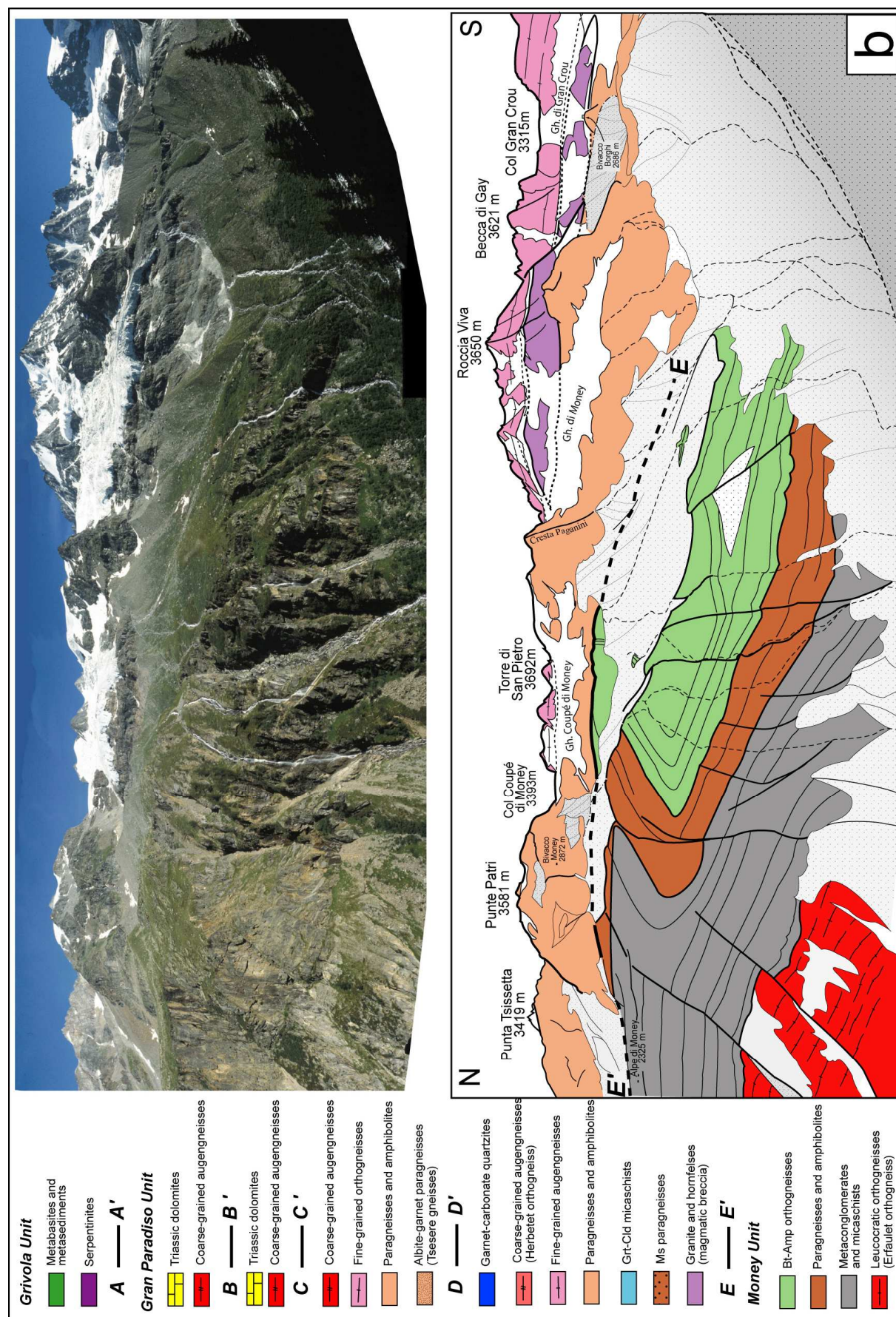


Figure 4.27. Panorama sur la rive droite du Valnontey (Money).

C'est entre l'arrêt 3-5 et l'arrêt 3-6 que le chemin est censé recouper le contact entre l'unité du Money et l'unité du Grand Paradis. Le chemin allant au plus facile, dans les pentes herbues, en évitant astucieusement les barres rocheuses, aucun affleurement d'accès facile ne permet l'observation de ce contact, qui sera principalement étudié en rive droite du Valnontey. Le contact est souligné par la présence d'un étroit niveau d'orthogneiss leucocrate (orthogneiss de Valmiana), accessible en s'éloignant du chemin, soit au Sud vers le torrent de l'Herbetet, soit au Nord vers les barres rocheuses en contrebas du chemin (attention: parcours sur pentes herbues glissantes).

Arrêt N°3-6: Micaschistes

Par la suite, le chemin entame une légère montée, qui longe parfois la base de barres rocheuses où affleurent des micaschistes. L'arrêt 3-6 signale un affleurement de micaschistes, parfois noirs en raison de la présence de graphite. Des micaschistes à grenat sont également identifiés.

Arrêt N°3-7 : Orthogneiss ocellés mylonitiques

Dans la raide montée qui fait suite aux pentes herbues affleure un bel orthogneiss ocellé mylonitique, où la foliation et la linéation E-W sont très développées (Figure 4.28). Les porphyroclastes de feldspath potassique présentent des zones abritées qui permettent de déterminer un sens de cisaillement "sommet vers l'Ouest". Le niveau d'orthogneiss est tardivement plissé, la foliation étant parfois verticale.



Figure 4.28. Orthogneiss mylonitique avec de nombreux porphyroclastes de feldspath potassique (section parallèle à la linéation d'étirement).

Arrêt N°3-8: Stèle à la mémoire de Alberto Azzolini – Paragneiss lités à grenat

Au-dessus des orthogneiss, le chemin arrive sur un replat, à une centaine de mètres en dessous des cabanes du Money (à une altitude d'environ 2300 m), juste après une stèle à la mémoire d'un gardien du parc (Alberto Azzolini). Les dalles sur le chemin ou la falaise au-dessus du chemin permettent d'observer des paragneiss dont le litage (alternance de niveaux sombres et clairs d'échelle centimétrique) et la foliation sont subhorizontaux. Certains de ces niveaux contiennent une quantité importante de grains de 3-5 mm de diamètre de grenat. L'observation microscopique de ces paragneiss montre une zonation optique du grenat, suggérant qu'ils présentent deux phases de croissance distinctes (probablement des coeurs préalpins et des surcroissances alpines).

Arrêt N°3-9: Casolari dell'Herbetet

L'arrivée aux cabanes de l'Herbetet permet d'admirer le splendide paysage en se réhydratant grâce à une fontaine (plissée et métamorphique!) avant de continuer, soit par la montée vers le bivouac Leonessa, soit par le chemin balcon vers le refuge Sella (itinéraire N°2).

La figure 4.29 reporte les différentes observations faites tout au long de la dernière partie de l'itinéraire 3. Dans l'**unité du Money**, trois ensembles lithologiques sont observés (orthogneiss du Money, paragneiss et amphibolites, micaschistes et métaconglomérats), et affectés par deux phases de déformation. La première est responsable d'une schistosité parallèle aux limites lithologiques (S_1), la seconde est marquée par des plis couchés hecto- à kilométriques (F_2), auxquels est associée une schistosité subhorizontale (S_2), se développant essentiellement dans les micaschistes et métaconglomérats. Dans l'**unité du Grand Paradis**, les limites lithologiques, le litage et la foliation sont globalement parallèles, subhorizontaux, et appartiennent à la deuxième phase de déformation (S_2). Le **contact tectonique** entre les deux unités est souligné par une lame d'orthogneiss ocellés, lame disparaissant vers le sud au-dessus des ruines de l'alpe Cesere. Le contact entre les deux unités marque une brutale discontinuité dans les lithologies et les structures, puisqu'il intersecte les plis de phase 2.

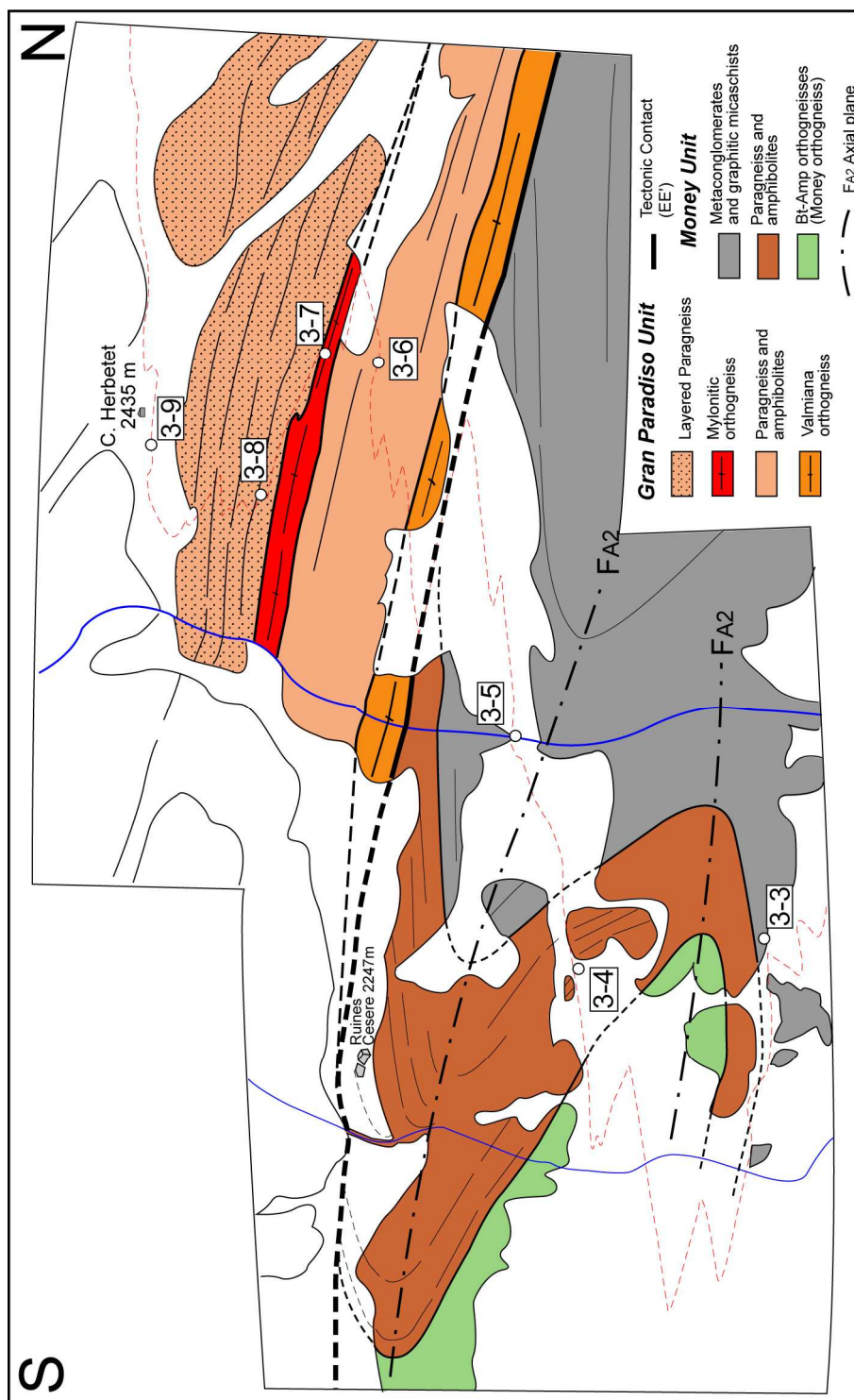


Figure 4.29. Dessin réalisé à partir de la photographie présentée ci-dessus (Figure 4.24).

➤ **Itinéraire N°4 :**

Valnontey – A. de Money

Itinéraire : Valnontey 1666m – Valmiana 1729m – Casolari del Money 2325m

Temps de parcours : 4 heures

Dénivelé : 660 m

Difficulté : E

De Valnontey à Valmiana : suivre l'itinéraire 2

De Valmiana à l'Alpe du Money

Ce chemin est constitué d'une première partie située dans une raide et épuisante montée, suivie d'une deuxième partie plus douce commençant à l'arrêt N°4-2 (sur tout l'itinéraire, aucune difficulté n'est à signaler). La première partie ne permet pas d'observations géologiques intéressantes, mais ne doit pas pour autant vous décourager, puisque le reste de l'excursion permet de suivre le contact majeur Money-Grand Paradis (et donc d'en déterminer la géométrie), et en outre d'observer les différents faciès lithologiques, et de mieux comprendre les structures kilométriques au sein de la fenêtre du Money.

Arrêt N°4-1 : Raide montée –Micaschistes et métaconglomérats de l'unité du Money,

Au cours de la raide montée, qui constitue la partie la plus difficile de cet itinéraire, seuls quelques affleurements sont à signaler, à la fin de la montée, dans les parois à gauche du chemin, et en particulier quelques mètres en dessous de la section horizontale du chemin (arrêt N°4-2). Il s'agit de micaschistes quartzeux avec de rares niveaux conglomératiques.

Arrêt N°4-2 : Section horizontale du sentier - Orthogneiss leucocrate et panorama sur le Gran Val (rive gauche du Valnontey)

A la fin de la raide montée, et après avoir franchi un court ressaut rocheux (corde fixe bleue en place), une portion de chemin horizontal permet d'éviter une barre rocheuse en longeant sa base vers le Nord. Cette barre rocheuse est une lame d'orthogneiss leucocrate à grain fin, de faible épaisseur (10-20m). Il s'agit de l'orthogneiss de Valmiana (cf arrêt N°3-1), un repère lithologique important, puisqu'il constitue la limite précise entre les deux

principales unités identifiées au sein du massif du Grand Paradis. L'unité du Money a été traversée le long de la montée raide, tandis que l'unité du Grand Paradis est située au dessus de cette lame d'orthogneiss.

Cette portion horizontale du chemin permet l'observation de la base des parois de la rive gauche du Valnontey, de part et d'autre du débouché du torrent du Gran Val (Figure 4.30), parois dans lesquelles le contact entre les unités du Money et du Grand Paradis est souligné par une lame d'orthogneiss.

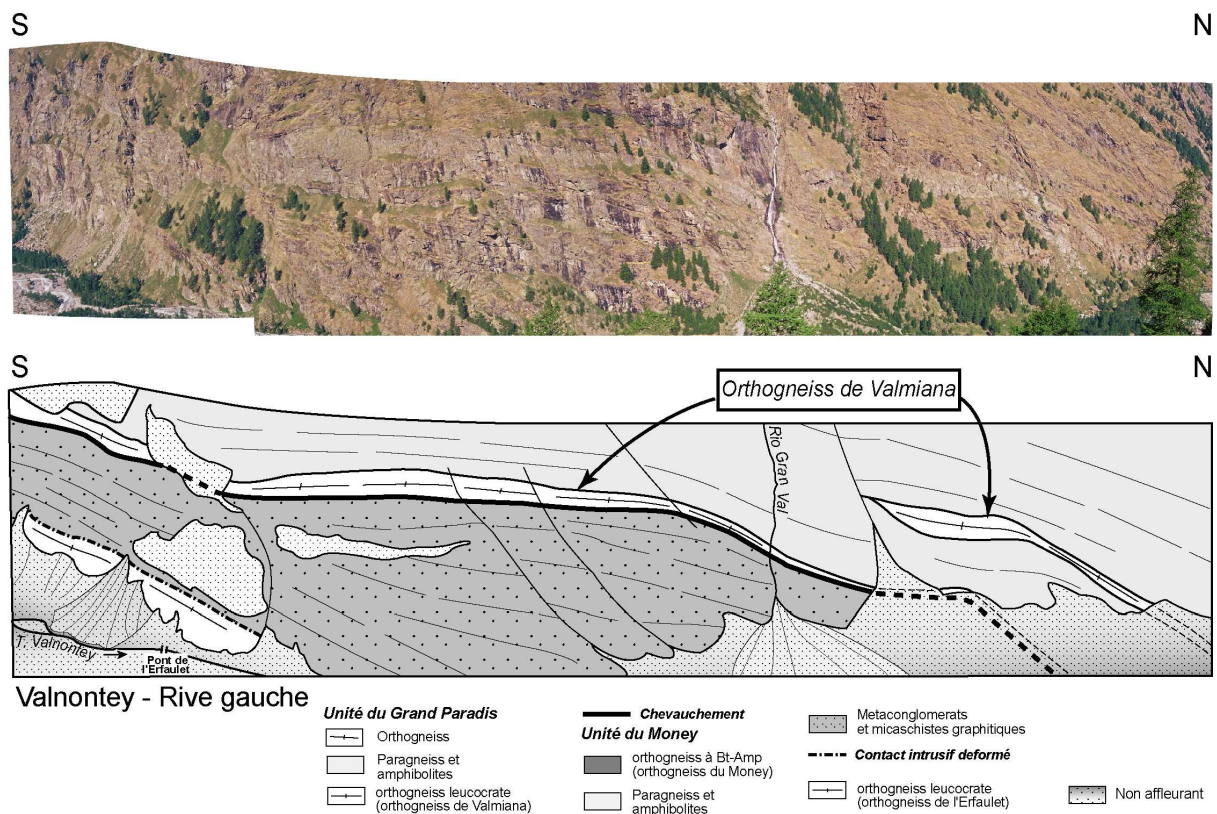


Figure 4.30. Paroi de la base de la rive gauche du Valnontey, au débouché du torrent du Gran Val. Les deux niveaux clairs correspondent à l'orthogneiss de Valmiana, tandis que la base claire des falaises à l'extrême gauche du panorama, au-dessus du torrent, représente les premiers affleurements de l'orthogneiss de l'Erfault.

A l'extrémité Nord de cette petite section horizontale, une belle vue sur le Gran Val, en rive gauche du Valnontey, est observable (Figure 4.31).

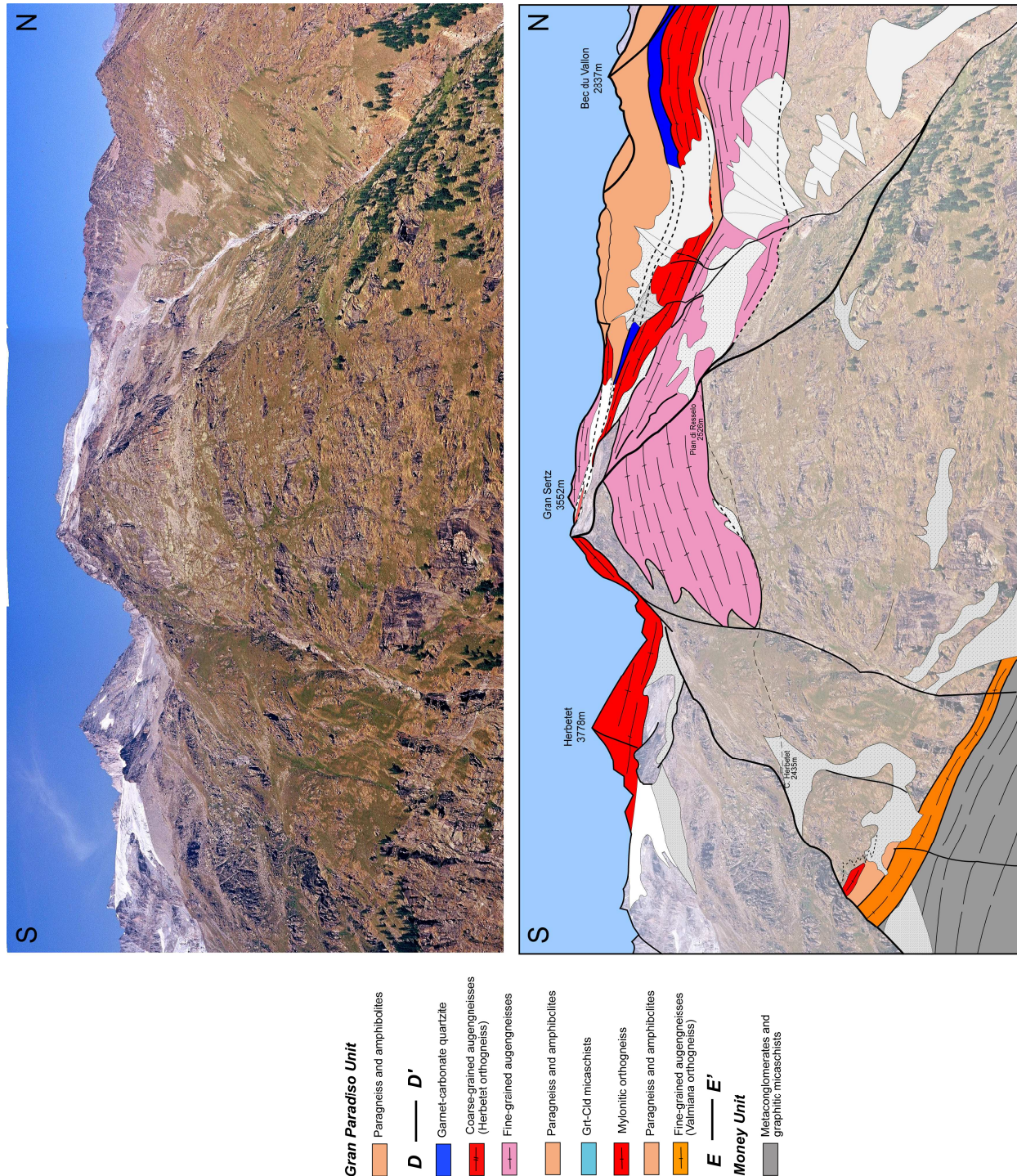


Figure 4.31. Panorama du Gran Val, en rive gauche du Valnontey, depuis la section horizontale dans le chemin de montée au Money.

Arrêt N°4-3 : Montée vers le sud - Paragneiss albitiques polymétamorphiques.

En poursuivant vers le Money, le chemin revient vers le Sud, au-dessus de la barre d'orthogneiss leucocrate. Etant donné que la foliation présente un pendage faible (10-20°) vers le Nord, le sentier se poursuit sensiblement au même niveau structural, sur des dalles ou à la base d'une petite paroi de paragneiss albitiques, sombres, lités (alternances de niveaux plus sombres et plus clairs d'échelle centimétrique). Ces paragneiss sont identiques à ceux observés en rive gauche du Valnontey (arrêt 3-8). Le sentier franchit alors un éperon herbu, à partir duquel on voit au loin l'alpage du Money, sensiblement à la même altitude que celle atteinte en ce point par le sentier.

Arrêt N°4-4 : Affleurement sous la moraine – Orthogneiss leucocrate

De cet éperon, le sentier rejoint l'alpage du money à flanc, en traversant tout d'abord le torrent descendant de la Comba di Costaleina. Juste avant ce torrent, le chemin passe sur une ancienne moraine maintenant colonisée par la végétation. Sous cette moraine, à quelques mètres sous le chemin, un orthogneiss leucocrate affleure. Cet orthogneiss présente une foliation N80 avec un pendage de 20° vers le Nord, la linéation associée est orientée E-W. Cet affleurement est le prolongement vers le sud de la lame d'orthogneiss de Valmiana (arrêt N°4-2). Une fois franchie cette lame d'orthogneiss, le chemin, toujours horizontal, pénètre à nouveau dans l'unité du Money.

Arrêt N°4-5 : Alpe di Money – Métaconglomérats et vue panoramique sur la rive gauche du Valnontey

Après le passage de cette moraine et la traversée de 2 grands torrents, le chemin traverse une zone d'affleurements continue jusqu'à l'ancien alpage du Money. Des métaconglomérats affleurent de part et d'autres de l'alpage du Money. Ces métaconglomérats sont facilement identifiables en raison de la présence de lentilles de quartz déformées (interprétées comme des galets déformés). Ces métaconglomérats présentent une foliation subhorizontale et un étirement important.

De belles dalles sont traversées lors de l'arrivée à l'alpage du Money, qui est lui-même construit sur ces dalles horizontales. Cet ancien alpage, maintenant partiellement en ruines, à l'exception d'une cabane rénovée par les gardiens du Parc, offre une belle vue sur le cirque glaciaire de fond de vallée, ainsi qu'une vue panoramique sur la rive gauche du Valnontey (Figure 4.32).

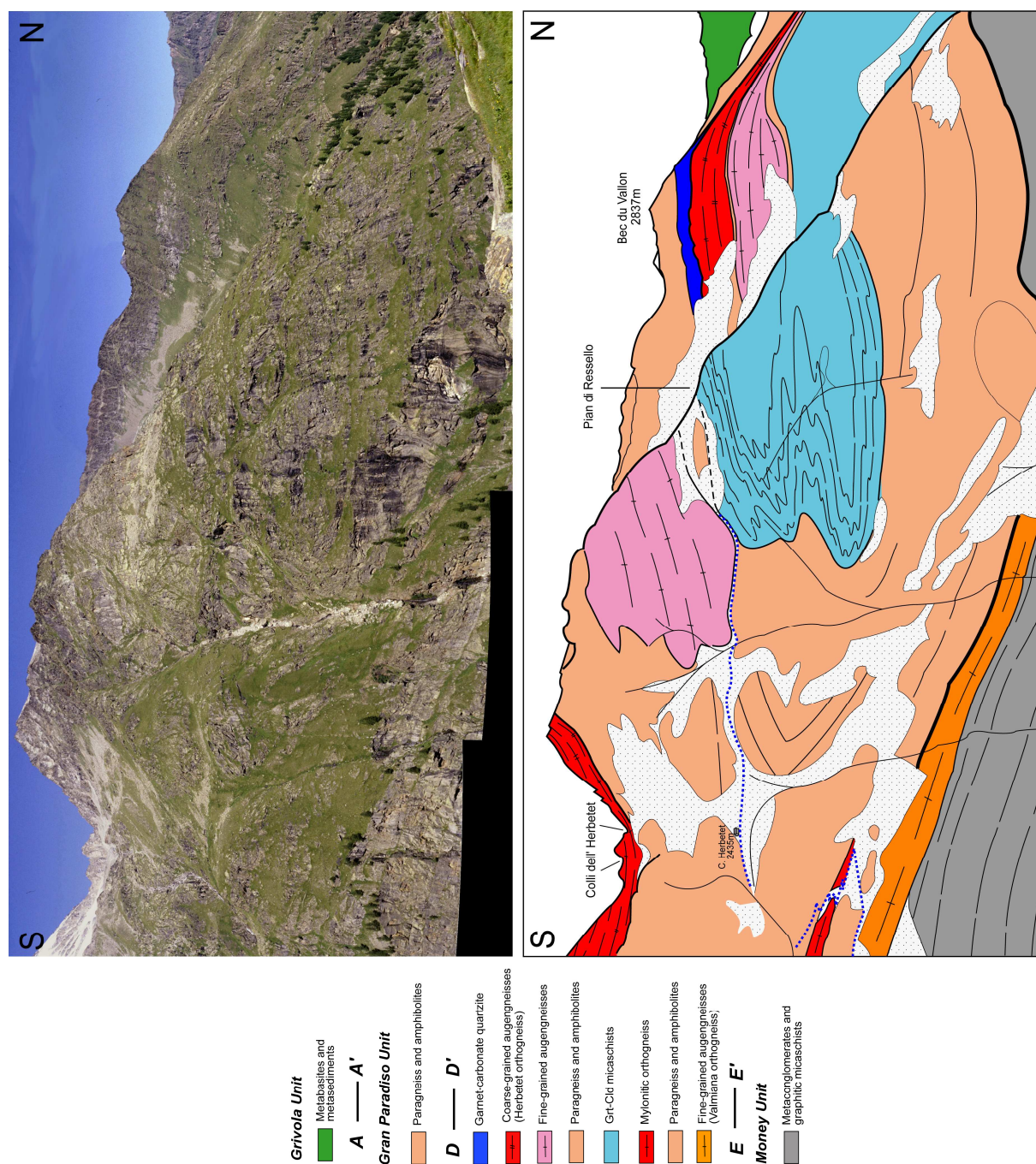


Figure 4.32. Panorama de la rive gauche du Valnontey, depuis l'alpage du Money (rive droite du Valnontey).

Arrêt N°4-6 : Chemin au Sud de l'alpage du Money – Contact métaconglomérats / paragneiss albitiques et amphibolites

Une limite lithologique entre les métaconglomérats décrits ci-dessus et des paragneiss albitiques est identifiée lorsque le chemin traverse un petit éperon rocheux (avec un cairn sur la gauche), avant d'obliquer sur la gauche vers le torrent. Cette limite est plissée, comme le montre immédiatement à gauche du chemin un pli d'axe N96 (plongement 10°W) à plan axial horizontal, situé à la limite entre les métaconglomérats au Nord et les paragneiss au Sud. Les métaconglomérats présentent un bel étirement E-W, parallèle à l'axe des plis observés (Figure 4.33). Les paragneiss albitiques, avec quelques boudins amphibolitiques, sont eux aussi plissés. L'enveloppe globale de ces plis décimétriques à métriques étant verticale, cet affleurement est situé à la charnière d'un pli décamétrique à hectométrique.

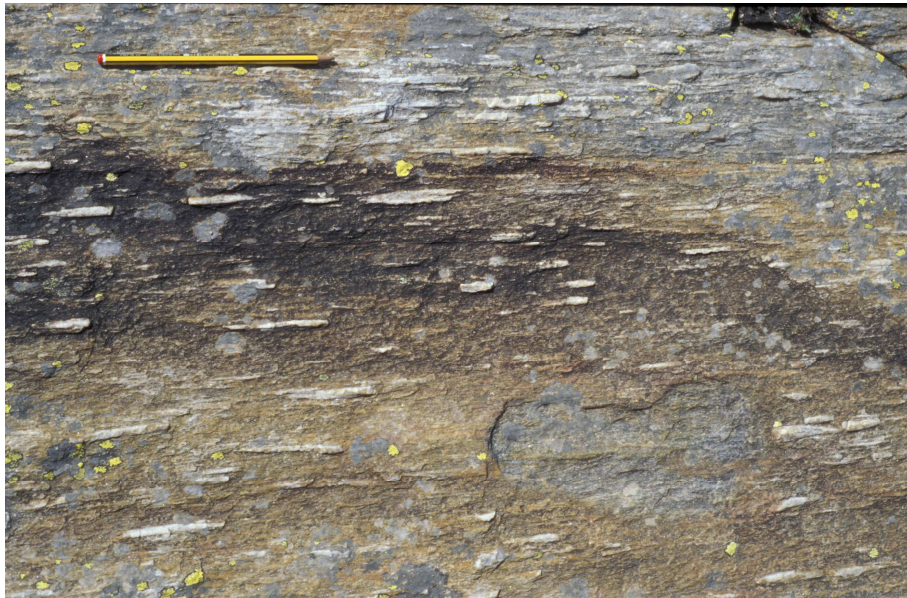


Figure 4.33. Métaconglomérats monogéniques présentant des galets fortement étirés selon une direction E-W. Le crayon utilisé comme échelle est disposé avec une orientation E-W.

Arrêt N°4-7 : Pont en bois et gros bloc au Sud du pont - Orthogneiss alcalin du Money

Un pont en bois permet de traverser l'un des principaux torrents descendant du glacier Coupé di Money. De loin comme de près, un gros bloc rocheux au Sud de ce pont permet l'identification de cet arrêt. Juste avant de traverser ce pont s'observe la limite entre les paragneiss albitiques et un orthogneiss. Cette limite présente une direction N80 et un pendage de 25° vers le Nord.

La traversée du pont permet d'observer en détail ce bel orthogneiss. Il s'agit de l'orthogneiss du Money, un orthogneiss gris, à grain fin et présentant systématiquement une

linéation marquée. Cette linéation est définie par l'alignement préférentiel des grains de biotite. Parfois, cette linéation est également marquée par l'alignement de nombreuses amphiboles, mais l'affleurement près du pont ne permet pas l'observation de ces dernières.

Arrêt N°4-8 : En contrebas, au Sud, de la moraine amenant au bivouac du Money -
Contact entre les unités du Money et du Grand Paradis – Métaconglomérats polygéniques

Bien que facultatif, cet arrêt est indispensable pour ceux qui voudraient se convaincre, s'ils ne le sont pas déjà, de l'existence d'un contact tectonique entre l'unité du Money et l'unité du Grand Paradis. Pour cela, il faut quitter le sentier, qui, de l'alpage du money, revient au fond du Valnontey, et emprunter l'ancien sentier vers le bivouac du Money, sentier qui remonte une moraine. Lorsque l'on parvient à la hauteur des falaises à la base du Glacier du Coupé di Money, il faut traverser le torrent et se diriger vers cette falaise. En contrebas de la falaise, on prendra soin d'examiner les métaconglomérats polygéniques (Figure 4.34), puis on pourra se diriger au pied de la falaise et mettre alors le doigt sur le contact (Figure 4.35).



Figure 4.34. Métaconglomérats polygéniques.



Figure 4.35. Contact tectonique entre métaconglomérats de l'unité du Money, en dessous, et unité du Grand Paradis, au dessus.

➤ **Itinéraire N°5 :**

Lillaz – A.Vaille – Casotto di Arolla - Col dell'Arolla

Itinéraire : Lillaz 1617m – Alpe de Vaille 1902m – Casotto di Arolla 2258m – Col dell'Arolla 2892m

Temps de parcours : 5 heures

Dénivelé : 1275m

Difficulté : E-EE

Lillaz est un charmant petit village situé au confluent de deux vallées, le vallon de l'Urtier où circule le torrent majeur permettant de relier le village de Lillaz avec celui de Cogne et la Vaille. Ces deux vallées débouchent à Lillaz en traversant un verrou glaciaire qui donne naissance à deux gorges de raccordement. La célèbre cascade de Lillaz est en fait la gorge de raccordement du torrent Urtier vers la plaine alluviale de Lillaz. Les proches alentours de Lillaz sont constitués d'anciennes terrasses fluviales. En aval de Lillaz, la rive gauche de la vallée présente un versant instable, comme le montre un énorme éboulis post glaciaire (la "paleofrana di Lillaz") et un important glissement de terrain (Champlong) ayant eu lieu lors des importantes crues lors de l'année 2000 dans toute la vallée d'Aoste.

Cet itinéraire emprunte le seul chemin tracé pour les randonneurs en rive gauche de la Vaille, qui est aussi le chemin le plus beau et le plus entretenu de la vallée. Ce chemin permet de rejoindre facilement la vallée de Bardoney située à l'Est de la Vaille par le col de l'Arolla. Trois autres chemins, tous situés en rive gauche de la Vaille, sont tout de même à signaler : (i) un chemin permettant de monter aux ruines de l'alpe Fenilia, chemin mal entretenu et pratiquement jamais emprunté ; (ii) un chemin balcon en rive gauche de la vallée, mais qui n'est plus entretenu, et désormais à l'abandon ; (iii) et un chemin parcourant l'intégralité du fond de la vallée pour arriver au bivouac Malvezzi-Antoldi, mais dont le cheminement devient de plus en plus difficile en raison des éboulis.

Lillaz – A. Vaille

Cette portion de chemin emprunte le fond de la Vaille. Le passage de l'ancien verrou glaciaire consiste en une légère montée dans les bois. Une fois le verrou passé, le chemin monte légèrement à flanc : la Vaille apparaît alors comme une vallée en U typique des

vallées glaciaires avec des parois très raides de part et d'autre du torrent majeur et des épaulements à mi-pente, sur les deux flancs de la vallée. Sur l'épaulement en rive droite a été construit la cabane de l'Arolla, but de cette excursion.

Arrêt N°5-1 : Paragneiss à boudins d'amphibolites

Il existe 2 possibilités pour atteindre l'entrée principale de cette vallée. Pour atteindre ce premier arrêt, il est préférable de traverser le torrent au niveau du camping, puis d'emprunter le chemin en rive gauche jusqu'aux premiers affleurements, situés au bord d'une jolie petite cascade. Ce premier arrêt permet l'observation d'une bande de paragneiss albitiques contenant de nombreux et jolis boudins d'amphibolites. Cette bande de paragneiss peut être suivie à travers les 3 vallées constituant la vallée de Cogne.

Arrêt N°5-2 : Contact orthogneiss du Lauson et paragneiss albitiques.

Une fois le verrou glaciaire franchi, le chemin laisse à gauche d'un pont de bois situé à l'entrée de la Valeille (et permettant de traverser le torrent principal pour ceux qui arriveraient par la rive droite). Au niveau de ce pont, en rive gauche du torrent principal, un affleurement permet d'observer le contact entre les orthogneiss ocellés du Lauson et des paragneiss albitiques sombres. La direction de la foliation est de N112 avec un pendage de 38° au Nord. La linéation associée est E-W (N88).

De ce point, on notera, dans les falaises de la rive droite, une barre massive d'orthogneiss ocellé en contact avec des paragneiss plus sombres, sous-jacents. Une petite cascade est à signaler au sein de ces paragneiss. A la base de cette cascade apparaît un niveau plus clair qui correspond au toit d'une lame d'orthogneiss leucocrates (orthogneiss de Leutta), lame qui peut être suivie à travers les 3 vallées de la vallée de Cogne. Par gélifraction, les orthogneiss de Leutta s'effondrent et forment de vastes cavités à la base de la paroi.

Arrêt N°5-3 : Limite de parcelle 85/86, au niveau du barrage - Relique préalpine non déformée durant la tectonique alpine

Le chemin monte légèrement à flanc, et croise un cours d'eau en provenance de l'Alpe Fenilia. Dans ce cours d'eau, à 1 mètre à droite du chemin, un affleurement de paragneiss à litage subhorizontal est observé. L'équivalent de cet affleurement peut être observé en rive droite du torrent principal (Figure 4.36). Un échantillonnage de cet ensemble, en rive droite, a permis de mieux comprendre ces zones à foliation plane limitées par deux zones de cisaillement. Il s'agit de métasédiments préalpins, non déformés durant l'orogénèse alpine, le

litage observé correspondant à une déformation préalpine. Quelques phases alpines sont néanmoins observés (phengite, grenat, ...) mais leur croissance résulte d'une recristallisation statique.

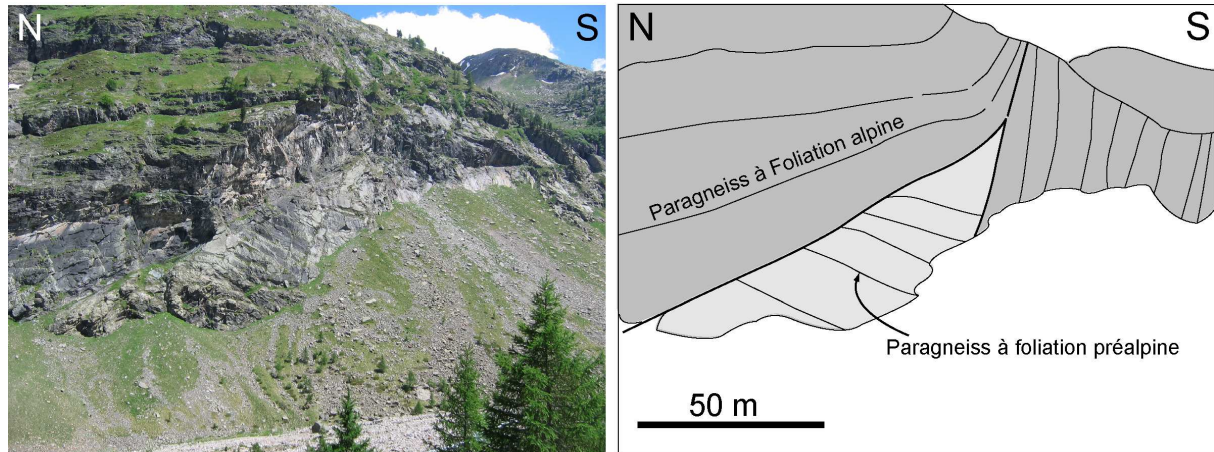


Figure 4.36. Zone non déformée, présentant un litage préalpin, en rive droite de la Valeille, au niveau du dernier barrage construit à travers la plaine torrentielle pour régulariser le débit du torrent.

A. Valeille – Casotto di Arolla

Après la bifurcation vers la cabane de l'Arolla, le sentier traverse le torrent sur un pont, puis revient vers le Nord à la base de la falaise. Ici débute la portion la plus raide de l'excursion, puisque ce passage consiste à franchir le flanc droit de la vallée en U pour rejoindre la cabane de l'Arolla située sur l'épaule de cette vallée.

Arrêt N°5-4 : A. Valeille – Coupe géologique de la rive droite de la Valeille, en base de paroi.

Une coupe détaillée de la rive droite de la Valeille au niveau de l'Alpe Valeille (en ruines) permet d'observer les lithologies suivantes, du Nord au Sud :

- orthogneiss de l'Herbetet, qui ici sont assez leucocrates et à grain plutôt fin ;
- micaschistes à Grt-Cld ;
- paragneiss albitiques riches en veines aplitiques plissées et boudinées puis ensuite en grandes lamelles de muscovite (muscovite préalpine).

La foliation présente une orientation d'environ N100 et un pendage de 55° vers le Nord. La linéation est quasiment horizontale sur le plan de foliation (N100).

Arrêt N°5-5 : Montée raide - Paragneiss à muscovite préalpine et pegmatite à Ms-Tur

Des roches affleurent tout le long de la raide montée vers la cabane de l'Arolla. Ce chemin est tracé au sein d'un seul faciès, des paragneiss sombres à grain fin. La caractéristique principale de ces gneiss est la présence de grandes lamelles de porphyroclastes de muscovite (1-2cm) (Figure 4.37a et b). L'observation microscopique de la texture et l'analyse de la composition chimique de ces minéraux confirme qu'il s'agit de porphyroclastes de muscovite, déformés et repris par une foliation alpine à phengite.

Le chemin permet également l'observation de niveaux leucocrates boudinés dans ces paragneiss (Figure 4.37b). Ces niveaux sont des niveaux clairs quartzo-feldspathiques à grains grossiers, et caractérisés par la présence de grandes lamelles de muscovite centimétriques (1-3cm) et de grains de tourmaline centimétriques tronçonnés. Ces niveaux sont donc des veines de pegmatites intrusives au sein de ces paragneiss puis déformées à l'alpin.

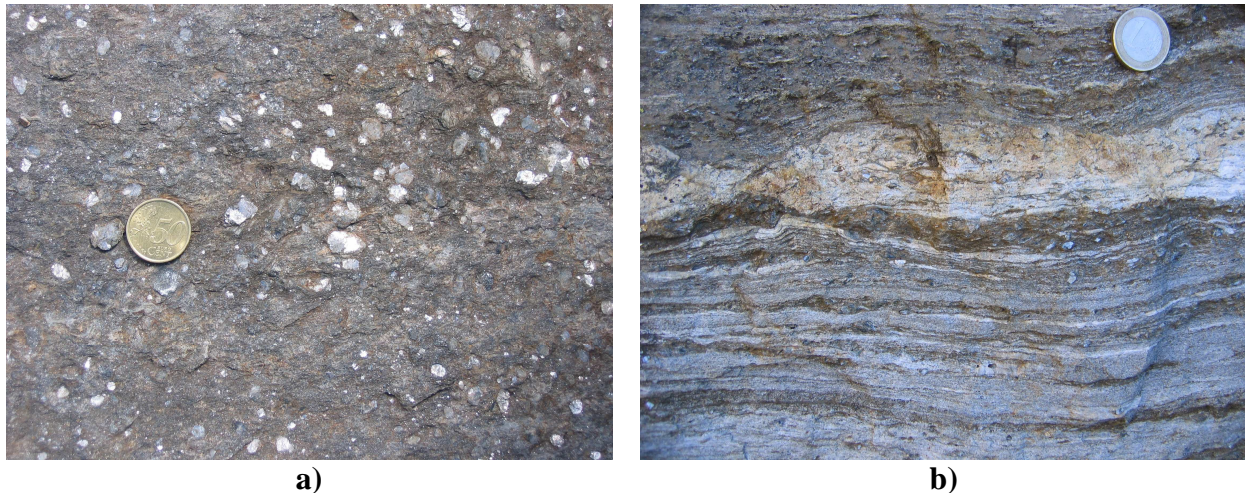


Figure 4.37. Paragneiss à muscovite préalpine. Photographies réalisées dans la montée à la cabane de l'Arolla. a) Plan parallèle à la foliation, paragneiss à lamelles centimétriques de muscovite. b) Plan perpendiculaire à la foliation, filon de pegmatite à lamelles centimétriques de muscovite interstratifié dans les paragneiss.

Casotto di Arolla – Col dell'Arolla

Cette portion du chemin commence par une facile et agréable promenade sur l'épaule droite de la vallée glaciaire. Seul le dernier passage qui permet d'accéder au col de l'Arolla nécessite de l'attention, ce passage étant d'ailleurs équipé de cordes fixes.

Arrêt N°5-6 : Casotto di Arolla – Paragneiss et boudins d'amphibolite

L'arrivée à la cabane du Parc permet l'observation de paragneiss albitiques, contenant de nombreux boudins d'amphibolites. Ces paragneiss peuvent être bien observés à quelques

mètres au Sud de la cabane et constituent la bordure des paragneiss à muscovite observés dans la montée. Cette cabane offre un lieu privilégié pour l'observation de la rive gauche de la Valeille (Figure 4.38).



Figure 4.38. Photographie panoramique de la rive gauche de la Valeille, depuis les cabanes de l'Arolla.

Arrêt N°5-7 : - Micaschistes à grenat-chloritoïde

Le chemin monte au dessus de la cabane dans des paragneiss albitiques. Ce chemin oblique vers le Sud et traverse un torrent. Un passage équipé de chaînes, recoupe une nouvelle lithologie, il s'agit de micaschistes microplissés à grenat et chloritoïde.

Arrêt N°5-8 : Col dell' Arolla – Orthogneiss de l'Herbetet - Contact tectonique et micaschistes à grenat (Tsésère) – Vue panoramique sur la rive droite du Vallon de Bardoney.

Le chemin monte jusqu'au col de l'Arolla, la dernière partie de la montée se faisant au sein des orthogneiss ocellés de l'Herbetet. Ces orthogneiss affleurent au col. Une fois légèrement descendu du côté du vallon de Bardoney, quelques mètres en dessous du col, une coupe géologique peut être réalisée depuis le col en direction du Sud.

Cette coupe permet d'observer successivement :

- Un orthogneiss mylonitique, aux yeux de feldspaths potassique extrêmement déformés et donc difficilement reconnaissables. Il s'agit de la bordure Nord de l'orthogneiss de l'Herbetet.
- Des bandes de quartzites très étroites en alternance avec un micaschiste très riche en grenat.
- Les micaschistes de type Tsésère à grenat centimétriques préalpins.

Ce col permet également d'avoir une vue panoramique fantastique sur la rive droite du vallon de Bardoney (Figure 4.39).

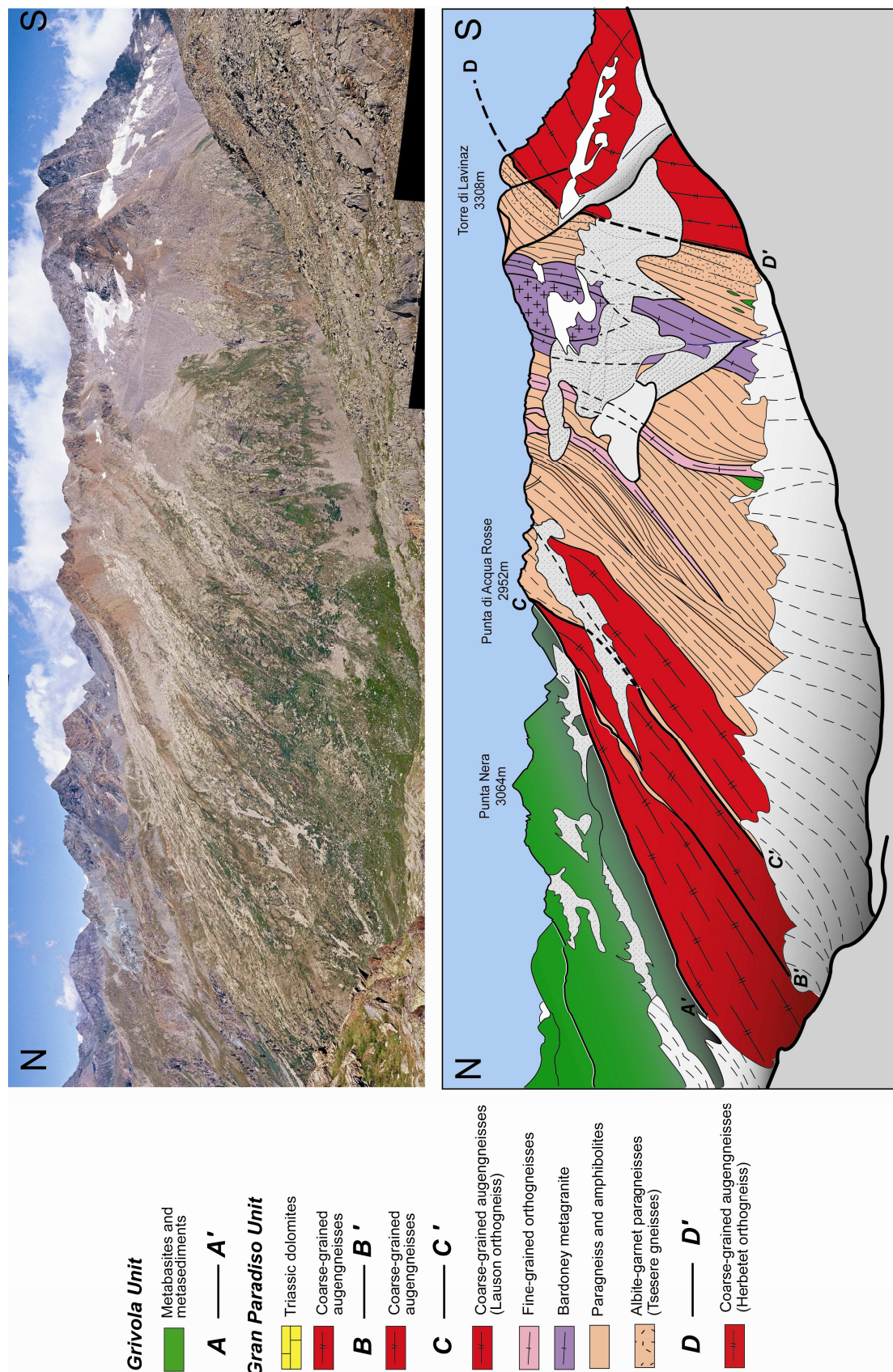


Figure 4.39. Panorama de la rive droite du vallon de Bardonecchia, qui permet d'observer l'intégralité de l'arête séparant la Punta di Acqua Rosse (3064m) de la Torre di Lavina (3308 m). Panorama réalisé à partir de photographies prises depuis le col de l'Arolla.

Chapitre 5

Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous-Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, Western Alps).

Field and petrological evidence for a late Palaeozoic (Upper Carboniferous - Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, Western Alps).

Benjamin Le Bayon, Michel Ballèvre

*Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1,
35042 Rennes Cedex, France.*

Publié dans les Comptes Rendus Géosciences, sous la référence:

B. Le Bayon, M. Ballèvre, Field and petrological evidence for a late Palaeozoic (Upper Carboniferous – Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, Western Alps). Comptes Rendus Géosciences, 336 (2004) 1079-1089.

Abstract

In the Gran Paradiso massif (Western Alps), the boundary between the Erfaulet orthogneiss and the overlying metasediments (Money Complex) is interpreted as a late Palaeozoic intrusive contact. Major arguments in favour of this hypothesis are (i) the obliquity of the sedimentary layering with respect to the contact, (ii) the presence of aplitic dykes within the Money Complex, (iii) the lack of a mylonitic zone, and (iv) rare relics of an early generation of garnet in the Money metasediments, interpreted as witnesses of the contact metamorphism of the Erfaulet granite.

Keywords : Gran Paradiso/Erfaulet orthogneiss/contact metamorphism/garnet zonation

Résumé

Dans le massif du Grand Paradis (Alpes occidentales), le contact entre l’orthogneiss de l’Erfaulet et la série métasedimentaire sus-jacente (série du Money) est caractérisé par (i) l’obliquité de la stratification par rapport au contact, (ii) la présence de filons aplitiques au sein des métasédiments à proximité du contact, (iii) l’absence de mylonites et enfin (iv) la présence de reliques de grenat anté-alpin, pouvant être interprétés comme les témoins d’un métamorphisme de contact. En conséquence, ces données suggèrent que le granite de l’Erfaulet a intrudé la série du Money durant le Carbonifère supérieur ou le Permien.

Mots clés : Gran Paradiso/orthogneiss de l’Erfaulet/métamorphisme de contact/zonation du grenat

Version française abrégée

1. Introduction

Dans les Alpes occidentales, le socle anté-alpin des unités penniques comprend des granitoïdes plus ou moins déformés et des roches métasédimentaires (Dal Piaz, 1993 ; Dal Piaz & Lombardo, 1986 ; Sandrone et al, 1993). La nature originelle des contacts entre granitoïdes et roches métasédimentaires (à savoir stratigraphique, tectonique, ou intrusif) peut être difficile, voire impossible, à déterminer. Ce travail a pour objet de résoudre cette question dans le cas de l’orthogneiss de l’Erfaulet (Grand Paradis).

2. Situation géologique

La partie Nord du massif du Grand Paradis (Figure 5.1) présente deux grandes unités : l’unité du Grand Paradis et l’unité du Money (Compagnoni et al, 1974). L’unité du Grand Paradis est essentiellement constituée de granitoïdes d’âge tardi-hercynien (Callegari et al, 1982 ; Chessex et al, 1964), plus ou moins déformés, et de métasédiments contenant des reliques d’un épisode métamorphique de haute température, donc anté-alpin. Des reliques de métamorphisme de contact ont été préservées dans quelques paragneiss (Callegari et al, 1969 ; Compagnoni & Prato, 1969). L’unité du Money (Figure 5.2) est constituée d’un orthogneiss leucocrate (orthogneiss de l’Erfaulet) situé sous une épaisse série métasédimentaire. L’absence de reliques de métamorphisme de haute température et l’abondance du graphite dans les métasédiments de cette unité ont permis d’argumenter que cette unité est monométamorphique, et donc d’âge permo-carbonifère (Compagnoni et al, 1974). La nature du contact entre l’orthogneiss de l’Erfaulet et les métasédiments du Money est restée jusqu’à présent inconnue.

3. Données structurales.

La série métasédimentaire du Money est essentiellement constituée de métaconglomérats, de micaschistes quartzeux (anciens grès) et de micaschistes graphiteux (anciennes argilites riches en matière organique). Ces alternances lithologiques permettent de définir la stratification (Figure 5.3). L’orthogneiss de l’Erfaulet est homogène, leucocrate, à grain fin, essentiellement

constitué de quartz, d'albite, de microcline, de biotite et de rare grenat. L'analyse du contact entre l'orthogneiss et les métasédiments permet trois observations significatives :

- La stratification au sein des métasédiments du Money est oblique au contact avec l'orthogneiss de l'Erfaulet (Figure 5.3). La bordure supérieure de l'orthogneiss est donc en contact avec différents faciès : métaconglomérats, micaschistes quartzeux et micaschistes graphiteux.
- Des niveaux d'épaisseur décimétrique de gneiss à grain fin, leucocrates, sont localement observés au sein des métasédiments (à côté de l'échantillon MON'7, Figure 5.3) et sont interprétés comme des filons aplitiques.
- Superposée à la stratification dans les métasédiments, deux schistosités sont présentes dans toute l'unité. La première (S_{A1}) est préservée dans les porphyroblastes d'albite ou dans des microlithons. La seconde (S_{A2}), subhorizontale ou faiblement pentée, est associée à une linéation d'étirement E-W. L'étude détaillée du contact ne révèle aucune zone mylonitique (c'est-à-dire aucune augmentation de l'intensité de la déformation) en s'approchant du contact.

4. Données pétrologiques

4.1 Evolution texturale et composition chimique des minéraux

Un échantillonnage des différents faciès métasédimentaires au contact de l'orthogneiss de l'Erfaulet a permis la découverte de micaschistes (MON'7) (Figure 5.3) dans lesquels les relations cristallisation/déformation suggèrent une histoire métamorphique polyphasée. En effet, trois épisodes de métamorphisme peuvent y être observés. Le Grt_V , riche en spessartine et pauvre en grossulaire, est la seule relique (avec le quartz et la pyrite) d'un premier stade de métamorphisme (stade M_V). L'assemblage Grt_A (riche en grossulaire) - Phg - Ru - Ilm constitue un deuxième stade de métamorphisme (stade M_{A1}). Enfin, la croissance de la biotite aux dépens du grenat et de la phengite, ainsi que la disparition du rutile au profit de l'ilménite, marque le troisième stade de métamorphisme, contemporain de la déformation majeure (Stade M_{A2}).

4.2 Estimation thermo-barométrique.

La composition du grenat V ainsi que l'absence de rutile et/ou de phengite en inclusion dans le grenat V suggèrent que le stade M_V soit un stade de métamorphisme de basse pression, et

de moyenne à forte température. Le grenat A possède une teneur plus élevée en calcium et plus faible en manganèse que le grenat V. Il présente des inclusions de rutile et de phengite. Le stade M_{A1} est donc caractéristique d’une pression plus élevée que le stade M_V . Le thermomètre grenat-phengite (Green & Hellman, 1982) donne, pour le stade M_{A1} , des températures de 550°C environ (estimées pour des pressions entre 5 et 10 kbar). Le thermomètre grenat-biotite utilisant les calibrations de Williams et Grambling (1990), ainsi que les thermomètres grenat-phengite et grenat-ilménite (Pownceby et al, 1987) indiquent des températures d’environ 450-500°C pour le stade M_{A2} .

5. Discussion

Différentes observations structurales nous ont amenées à mieux comprendre la nature du contact entre l’orthogneiss de l’Erfaulet et les métasédiments sus-jacents.

- (i) Aucune zone mylonitique n’est présente au contact.
- (ii) De rares filons aplitiques ont été observés dans les métasédiments, juste au-dessus du contact avec l’orthogneiss.
- (iii) Le contact recoupe la stratification des métasédiments sus-jacents (Figure 5.3).

L’absence de mylonites exclue l’existence d’un contact tectonique. La présence de filons permet de soupçonner un contact intrusif, même si un contact stratigraphique n’est pas à exclure, puisqu’une obliquité de la stratification sur le contact pourrait s’expliquer par la présence d’un biseau stratigraphique.

Des analyses pétrologiques détaillées ont donc été réalisées afin de valider une des deux dernières hypothèses concernant la nature de ce contact. Des reliques de grenat anté-alpin ont été observées dans un *paragneiss* échantillonné au dessus du contact (Figure 5.4a-b), ce qui suggère une histoire métamorphique polyphasée de ces métasédiments. Jusqu’à maintenant, aucune relique anté-alpine (stade M_V) n’avait jamais été découverte dans l’unité du Money. N’ayant subi que le métamorphisme alpin s.l (stades M_{A1} et M_{A2}), cette unité est décrite comme étant monométamorphique.

L’hypothèse la plus simple, rendant compte des données structurales comme des données pétrologiques, est que ce grenat anté-alpin serait une relique de l’auréole de métamorphisme de contact engendrée pendant l’intrusion du granite de l’Erfaulet au sein du *complexe* du Money.

6. Conclusion

Nous interprétons la limite entre l’orthogneiss de l’Erfaulet et les métasédiments sus-jacents comme étant initialement (avant la déformation alpine) un contact intrusif. Si nous acceptons l’âge proposé par Compagnoni et al. (1974) pour les métasédiments du Money, l’intrusion du granite de l’Erfaulet pourrait avoir eu lieu soit à la fin du Carbonifère supérieur, soit au Permien. Cette dernière hypothèse est compatible avec les données géochronologiques obtenues récemment dans les unités équivalentes des Alpes occidentales (Bertrand et al, 1998 ; Bussy & Cadoppi, 1996) ainsi que dans l’unité chevauchante du Grand Paradis (Bertrand et al, 2000).

Texte intégral en anglais

1. Introduction

In the Western Alps, the pre-Alpine basement of the Penninic units includes two main groups of rocks (Dal Piaz, 1993 ; Dal Piaz & Lombardo, 1986 ; Sandrone et al, 1993), namely (i) more or less deformed granitoïds and (ii) metasedimentary rocks. The original nature of the contacts between granitoïds and metasedimentary rocks can be difficult, if not impossible, to identify. The granitoïd could represent either an intrusion into the metasedimentary rocks, or the latter could have been deposited on an earlier intrusion. The contact can also correspond to a major shear zone developed during the Alpine orogeny. The aim of this work is to examine, in the Gran Paradiso massif, the contact between an orthogneiss (the Erfaulet orthogneiss) and the overlying metasediments (the Money Complex) in order to solve this question.

2. Geological setting

The Gran Paradiso massif is a large tectonic window below the eclogite-facies oceanic units derived from the Piemont-Ligurian ocean (Figure 5.1).

The northern part of the Gran Paradiso massif consists of two main units (Figure 5.2), namely the Money Unit and the overlying Gran Paradiso Unit (Ballèvre, 1988; Compagnoni et al, 1974).

The **Gran Paradiso Unit** consists of abundant augen-gneisses derived from porphyritic granitoïds of late-Variscan age (Callegari et al, 1982 ; Chessex et al, 1964) and metasediments with relics of high-temperature metamorphism of pre-Alpine age. Relics of hornfelses and intrusive contacts have been found in the Orco valley (Callegari et al, 1969 ; Compagnoni & Prato, 1969), despite an eclogite-facies overprint mainly recorded in metabasites and micaschists (Brouwer et al, 2002; Chopin, 1981; Compagnoni & Lombardo, 1974; Dal Piaz & Lombardo, 1986).

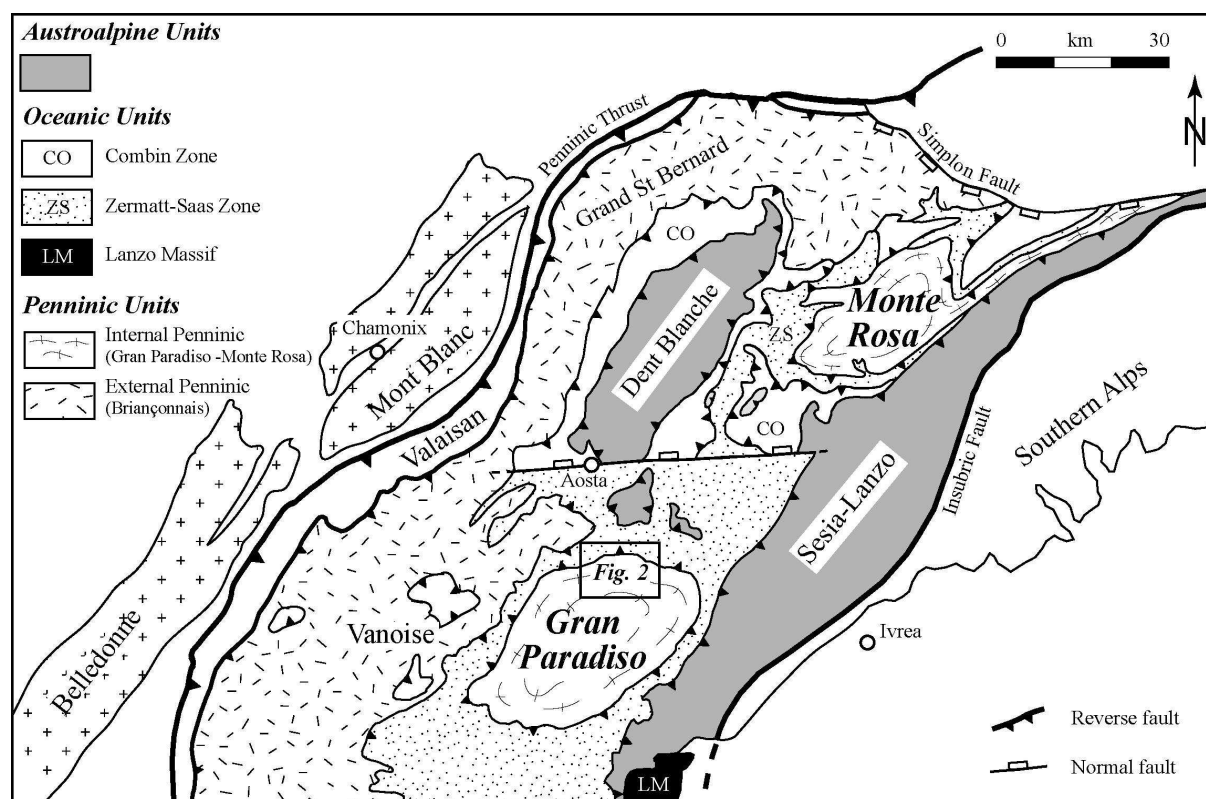


Figure 5.1. Simplified structural map of the Northwestern Alps. The Gran Paradiso massif, like the Monte Rosa massif, is a tectonic window below the eclogite-facies units derived from the Piemont-Ligurian ocean (Zermatt-Saas Zone). Both massifs expose the pre-Alpine basement of the distal part of the palaeo-European margin.

Figure 5.1. Carte géologique simplifiée des Alpes du Nord-ouest. Les massifs du Grand Paradis et du Mont Rose sont en fenêtre sous les unités éclogitiques dérivant de l'océan Liguro-Piémontais (Zermatt-Saas). Ces massifs montrent le socle anté-alpin dans la partie distale de la paleo-marge européenne.

The **Money Unit** outcrops in two windows in the northern part of the Gran Paradiso massif, and is thought to represent in the Gran Paradiso massif the equivalent of the Sanfront-Pinerolo Unit from the Dora-Maira massif (Avigad et al, 2003; Borghi et al, 1985; Sandrone & Borghi, 1992), i.e. the lowest structural unit exposed in the internal Penninic zone. The Money Unit essentially consists of a leucocratic metagranite (Erfaulet orthogneiss), located below a thick sequence of metasediments with conglomeratic layers (Amstutz, 1962), metasilts and minor metapelites, some of them being rich in graphitic layers, hence their dominant greyish-blackish colour (Compagnoni et al, 1974). Because the mineralogical assemblages are exclusively Alpine (i.e. because of the lack of high-temperature, hence pre-Alpine, relics in the detrital sequence), it has been argued that the Money Complex is Permo-Carboniferous in age (Compagnoni et al, 1974). The nature of the contact between the Erfaulet orthogneiss and the overlying Money Complex has not been determined, and is the main focus of the present study. Specifically, whether the Erfaulet granite intruded the Money Complex, or

whether the Money Complex unconformably overlain the Erfaulet granite is not known. Alternatively, the two formations could eventually be separated by a tectonic contact of Alpine age.

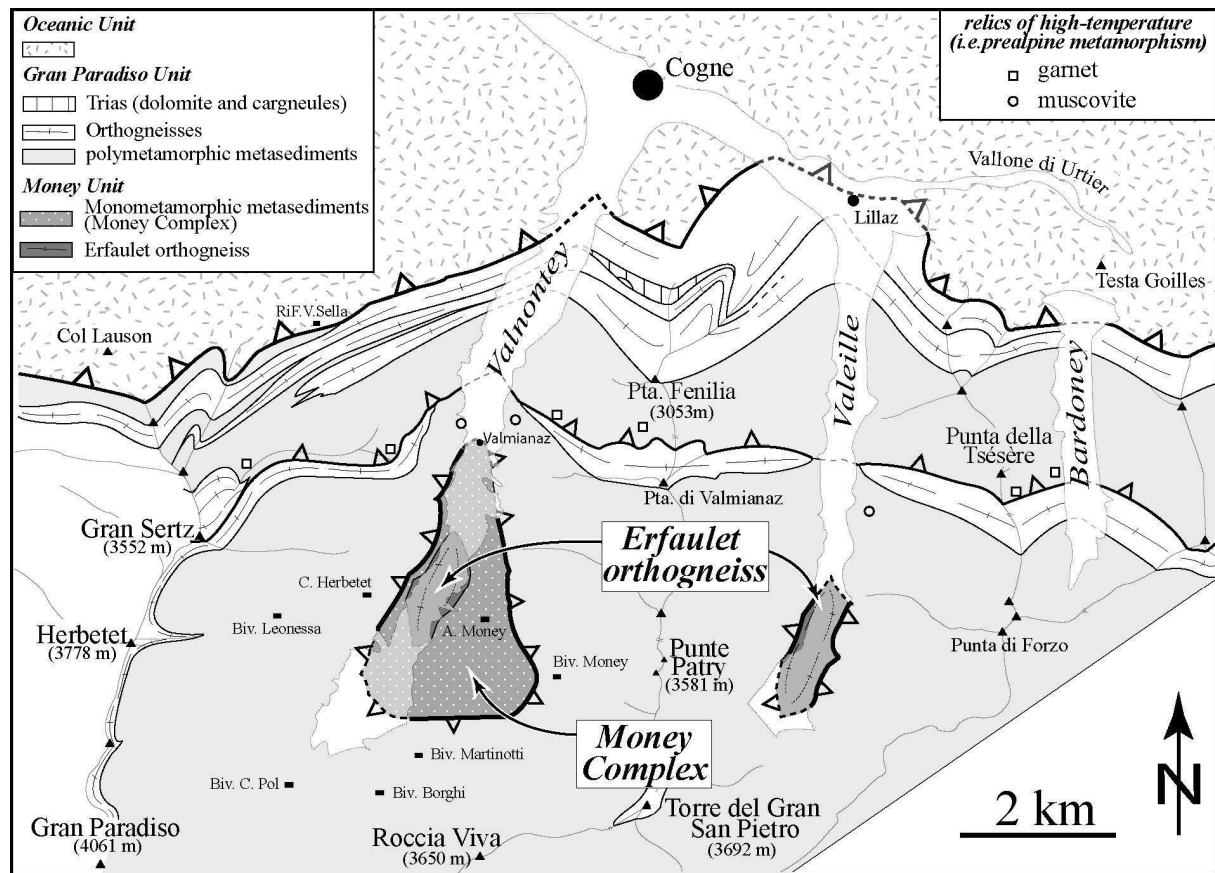


Figure 5.2. Simplified structural map of the northern part of Gran Paradiso massif (after Ballèvre, 1988, Compagnoni et al, 1974; and work in progress). The lowest structural element, i.e. the Money Unit, comprises the Erfaulet orthogneiss and the overlying Money Complex. The latter only outcrops in the Valnontey.

Figure 5.2. Carte géologique simplifiée du Nord du massif du Grand Paradis (d'après Ballèvre, 1988, Compagnoni et al, 1974 ; et travaux en cours). L'unité du Money, comprend l'orthogneiss de l'Erfaulet et le complexe du Money. Ce dernier affleure uniquement dans la vallée du Valnontey.

3. Structural data.

Steep cliffs on both sides of the Valnontey allow a close examination of the relationships between the Erfaulet orthogneiss and the overlying Money Complex.

The **Erfaulet orthogneiss** (up to 50m thick) is a medium to fine-grained, homogeneous, leucocratic body, mainly consisting of quartz, albite, microcline, biotite, muscovite and minor garnet. Deformed enclaves have not been found.

The **Money Complex** (up to 300m thick) is made of a metasedimentary sequence mainly consisting of metaconglomerates, quartz-rich micaschists (former sandstone layers) and quartz-poor, graphite-bearing micaschists (former mudstones rich in organic matter). The bedding allows determination of the stratification. Graphitic layers (from a few cm up to 0.20 m in thickness) are more easily weathered than the other lithologies, and can be followed in the cliffs along the left bank of the Valnontey (Figure 5.3).

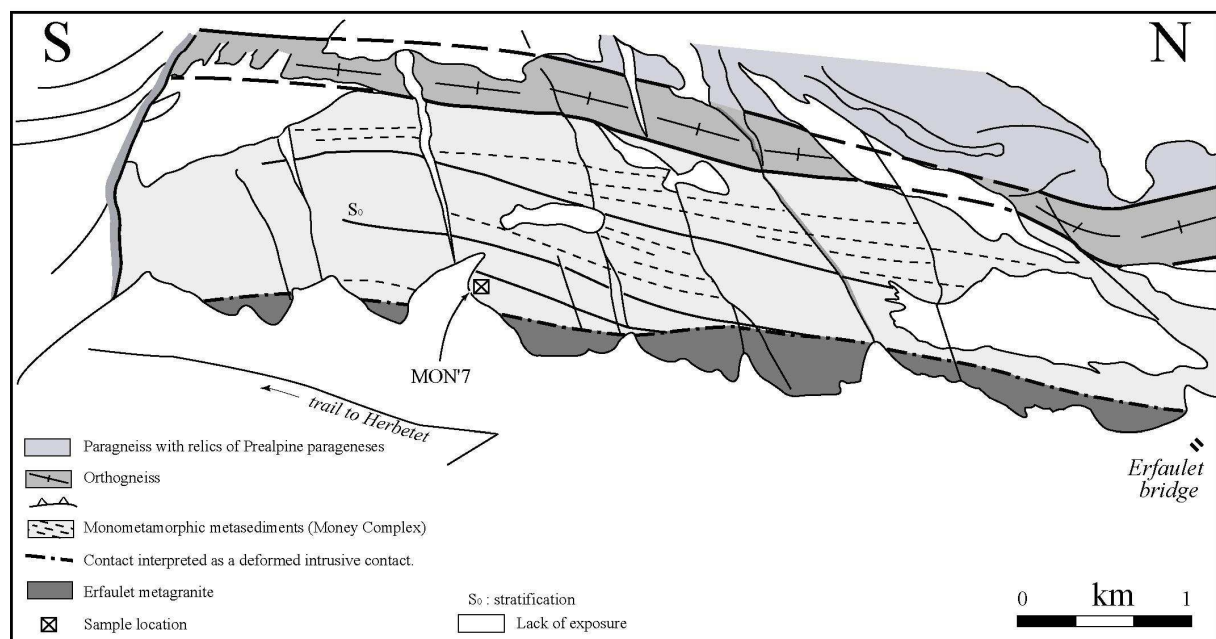


Figure 5.3 Field sketch of the contact between the Erfaulet orthogneiss and the Money Complex in the Valnontey. The drawing (after photographs) represents the lowest part of the cliffs along the left bank of the Valnontey, immediately south of the Erfaulet bridge. The height of the cliff is about 300m.

Figure 5.3. Panorama (d’après photos) représentant le contact entre l’orthogneiss de l’Erfaulet et le complexe du Money dans la vallée du Valnontey. Le dessin représente la partie inférieure de la falaise, le long de la rive gauche du Valnontey, au sud du pont de l’Erfaulet. La hauteur de la falaise est d’environ 300m.

A **leucocratic orthogneiss** (with a maximum thickness of 10-20 m) defines the upper boundary of the Money window and can be traced along both banks of the Valnontey (Figure 5.3).

The three following observations are essential for understanding the meaning of the contact between the Erfaulet orthogneiss and the Money Complex.

Firstly, in the metasediments of the Money Complex, the stratification is oblique to the boundary with the Erfaulet orthogneiss (Figure 5.3), which can be in contact with either metaconglomerates or quartz-rich micaschists or graphitic micaschists.

Secondly, thin folded layers (0.1-0.3 m) of fine-grained leucocratic gneisses are locally observed within the metasediments close to the contact with the Erfaulet orthogneiss. Because the leucocratic gneisses intersect the sedimentary layering (e.g. close to sample MON’7, Figure 5.3), they can be interpreted as former aplitic veins.

Thirdly, in the Money Complex, two foliation planes are superimposed on the sedimentary layering. An early fabric (S_{A1}) is occasionally preserved in albite porphyroblasts or as folded mica layers in microlithons. The dominant fabric (S_{A2}) is generally subhorizontal, and bears a prominent east-west stretching lineation. A careful examination of the contact does not reveal an increasing strain towards the contact, i.e. a mylonitic zone.

4. Petrological data

4.1 Textural relationships and mineral chemistry

Previous studies on the metamorphic history of the Money Complex have emphasized its monocyclic history (Compagnoni et al, 1974). Our observations are fully consistent with this conclusion. Nevertheless, one sample (MON’7), a micaschist which has been taken close to the contact with the Erfaulet orthogneiss (Figure 5.3), shows evidence for a polymetamorphic history. Consequently, this paper will focus on this sample.

According to textural observations, three metamorphic stages can be observed in this micaschist (Figure 5.4). Most garnet grains show an inclusion-poor central part (quartz, pyrite) (Grt_V), and an inclusion-rich outer part (quartz, phengite, rutile, and rare ilmenite) (Grt_A). The two parts are separated by an optical discontinuity, defined by the alignment of minute quartz inclusions. Microprobe analyses reveal a major break in chemistry between the two parts of garnet. Grt_V is rather homogeneous (almandine 81-88 - spessartine 7-15 - pyrope 2-4 - grossular 1-5). A chemical discontinuity is present at the Grt_V - Grt_A interface, with a

sudden jump in grossular content from Grt_V to Grt_A (from 1-2 mole % to 9-10 mole %). In addition, garnet A is zoned with an increase in FeO (X_{Alm} = core: 60-65 mole %; rim: 77-86 mol%), and a decrease in MnO (X_{Sps} = core: 14-19 mole %; rim: 1-3 mole %), and CaO (X_{Grs} = core: 18-23 mole %; rim: 9-17 mole %) contents from core to rim.

In the matrix, no relics of the early foliation S_{A1} have been found. Phengite, biotite and quartz define the foliation S_{A2} . In most cases, biotite grows in contact with garnet and phengite or along phengite rims. When in contact with garnet, biotite grains impinge within garnet rims, implying some dissolution of garnet rims. This suggests that biotite growth took place after garnet growth ceased. Rutile inclusions within garnet A have been lately replaced by ilmenite in the matrix.

Like garnet (whose composition has been discussed above), the other minerals also show chemical variations (Table 5.1). Phengitic substitution in white micas is highest in inclusions into Grt_A and core of matrix grains ($\text{Si} = 6.9\text{-}6.6$ pfu). Lower Si contents are found towards the rims of matrix grains (down to 6.3 Si pfu). Biotite compositions are homogeneous with an XMg value ranging from 0.24 to 0.26. The ilmenite composition is characterized by an increasing XMn value from inclusions in garnet A to matrix grains (from 0.02 to 0.05, respectively).

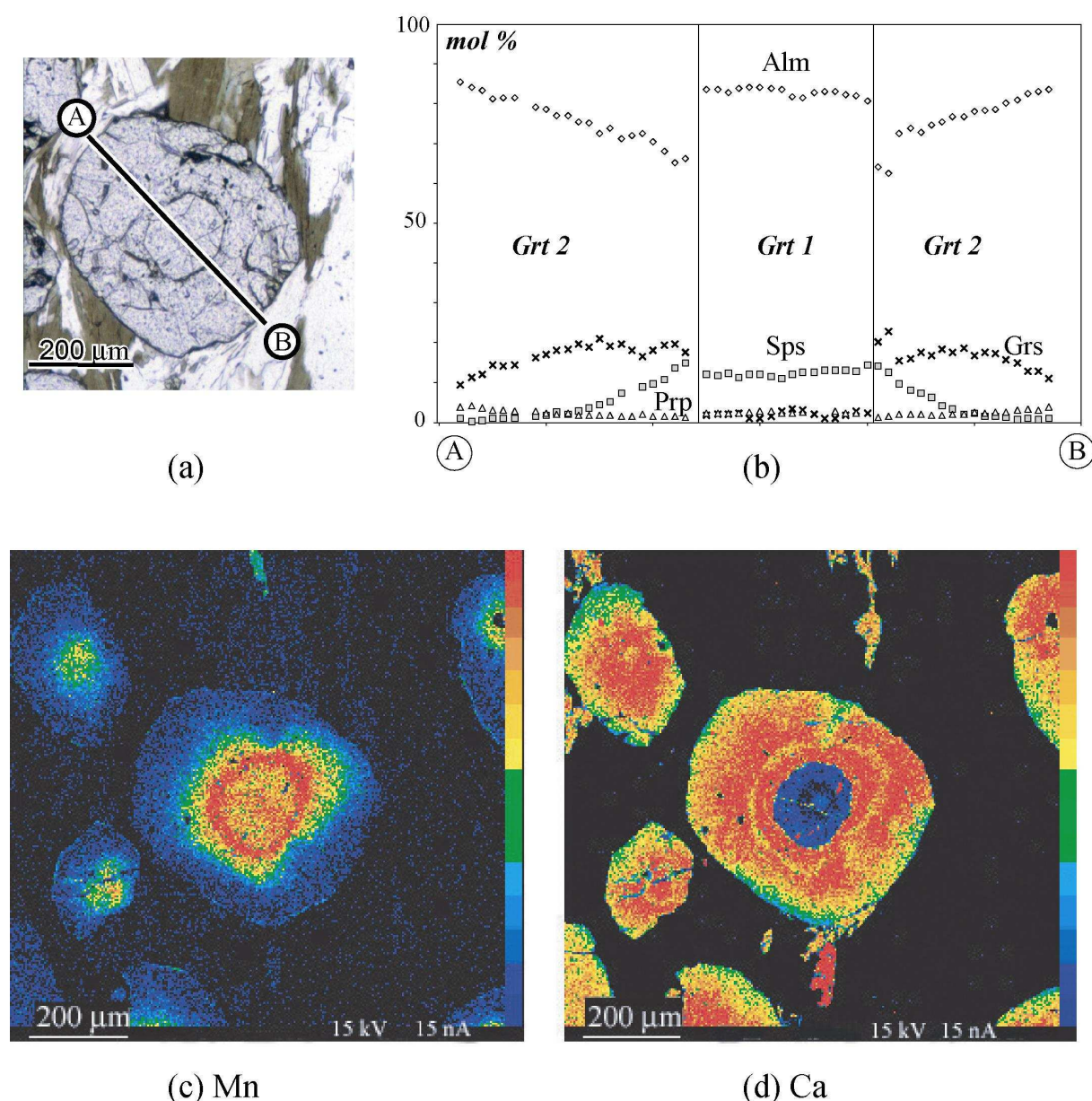


Figure 5.4. Evidence for pre-Alpine metamorphism in the Money Complex is found in sample MON'7. (a) Photomicrograph of garnet from sample MON'7. Matrix foliation is defined by phengite and biotite. Garnet displays an inner core (Grt_V), separated by an optical (and chemical) discontinuity from the peripheral garnet (Grt_A). (b) Electron microprobe profile of garnet, with its composition in terms of the end-members almandine (Alm), spessartine (Sps), grossular (Grs) and pyrope (Prp). Grt_V is unzoned, and presents a much higher Sps content than Grs. Grt_A records a growth zoning, with a strong decrease in Sps content. Note that Grt_A is much more Grs-rich than Grt_V, which suggests that the latter equilibrated with plagioclase. (c) and (d) X-ray element maps for Mn and Ca, respectively, in the same garnet grain, showing the coincidence of optical and chemical discontinuities.

Figure 5.4. L'échantillon MON'7 montre l'évidence d'un métamorphisme anté-alpin dans l'unité du Money. (a) Microphotographie d'un grenat de l'échantillon MON'7. La phengite et la biotite définissent la foliation matricielle. Le grenat montre un coeur (Grt_V), séparé par une discontinuité optique (et chimique) d'une zone périphérique (Grt_A). (b) Profil de grenat obtenu à la microsonde ; almandin (Alm), spessartine (Sps), grossulaire (Grs) et pyrope (Prp). Grt_V n'est pas zoné, et montre une teneur plus élevée en Sps qu'en Grs. Grt_A enregistre une zonation de croissance, avec une forte diminution de la teneur en Sps. Grt_A est plus riche en Grossulaire que Grt_V, ce qui suggère que ce dernier est équilibré avec le plagioclase. (c) et (d) Cartes d'éléments aux rayons X du Mn et du Ca, dans le même grain de grenat. Ces cartes montrent une superposition des discontinuités optique et chimique.

To sum up (Figure 5.4), garnet V is the only relic (with quartz and pyrite) of a first metamorphic stage (stage M_V). The assemblage made up of garnet A, phengite, rutile, ilmenite and quartz belongs to a second metamorphic stage (stage M_{A1}). Lastly, replacement of garnet and phengite by biotite, and rutile breakdown defines a third metamorphic stage (stage M_{A2}).

Sample MON'7

<i>Mineral Analysis N°</i>	garnet S3-33p Grt _V	garnet S3-38p Grt _A -core	garnet S3-58p Grt _A -rim	phengite S1-12 incl. in Grt _A	phengite S1-14 matrix	biotite S1-25 matrix	ilmenite 90 incl. in Grt _A	ilmenite 81 matrix
SiO ₂	36.79	36.51	37.01	51.42	50.05	34.28	0.77	0.03
TiO ₂	0.00	0.02	0.04	0.08	0.23	1.26	50.56	52.35
Al ₂ O ₃	20.51	20.80	21.03	26.08	26.86	17.81	0.28	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0	0.00
FeO*	36.07	29.10	38.52	3.36	3.77	27.25	47.22	44.63
MnO	5.31	5.99	0.44	0.06	0.04	0.11	0.75	2.21
MgO	0.59	0.37	1.00	2.83	2.80	4.85	0.15	0.03
CaO	0.75	6.85	3.30	0.00	0.00	0.00	0.3	0.00
Na ₂ O	0.03	0.08	0.01	0.23	0.31	0.10	0	0.04
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	11.04	11.31	9.53	0	0.00
Total	100.07	99.81	101.35	95.11	95.36	95.18	100.04	100.27
	<i>Normalized to 24 oxygens</i>			<i>Normalized to 22 oxygens</i>		<i>Normalized to 3 oxygens</i>		
Si	6.04	5.95	5.97	6.92	6.76	5.46	0.02	0.00
Al	4.01	3.97	3.97			3.34	0.01	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.15	0.96	0.99
Fe*	4.95	3.96	5.19	0.38	0.43	3.63	0.99	0.94
Mn	0.74	0.83	0.06				0.02	0.05
Mg	0.15	0.09	0.24	0.57	0.56	1.15	0.01	0.00
Ca	0.13	1.20	0.57	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.01	0.03	0.00	0.06	0.08	0.03	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	1.90	1.95	1.93	0.00	0.00
Total				13.98	14.09	15.71	2.00	2.00
Almandine	0.83	0.65	0.86					
Spessartine	0.12	0.14	0.01					
Pyrope	0.02	0.01	0.04					
Grossulaire	0.02	0.20	0.09					
Mg/(Mg+Fe)	0.03	0.02	0.04	0.60	0.57	0.24		
Mn/(Mn+Mg+Fe)							0.02	0.05

*All Fe is assumed to be divalent

Table 5.1. Representative mineral analyses from garnet, phengite, biotite and ilmenite in sample MON'7. The chemical compositions of the phases have been analysed by electron microprobe (Camebax SX50, Microsonde Ouest, Brest, France) using the PAP correction supplied by the manufacturer. Analytical conditions were 15 kV accelerating voltage, 20 nA sample and 10 s counting time. Standards were albite (Na), orthoclase (K), corundum (Al), wollastonite (Ca, Si), forsterite (Mg), MnTiO₃ (Mn, Ti), Fe₂O₃ (Fe) and Cr₂O₃ (Cr).

Table 5.1. Analyses et formules structurales représentatives des minéraux de l'échantillon MON'7 (garnat, phengite, biotite et ilménite). Les compositions chimiques des différentes phases ont été obtenues à la microsonde (Camebax SX50, Microsonde Ouest, Brest, France). Les conditions analytiques étaient de 15 kV, 20 nA et 10 s. Les standards sont : albite (Na), orthoclase (K), corindon (Al), wollastonite (Ca, Si), forsterite (Mg), MnTiO₃ (Mn, Ti), Fe₂O₃ (Fe) et Cr₂O₃ (Cr).

4.2 *P-T conditions*

Estimating P-T conditions for stage M_V relies on the presence of garnet and the lack of rutile and phengite in inclusion. The chemistry of garnet V is characterized by a very-low grossular content and a high spessartine content, a feature repeatedly observed for similar bulk-rock chemistries both in contact metamorphic aureoles (Kerrick & Woodsworth, 1989) and in low-pressure, regional metamorphic terranes (e.g. Azor & Ballèvre, 1997; Clarke et al, 1987; Hébert & Ballèvre, 1993; Pitra & Guiraud, 1996). This suggests that stage M_V occurred during a low pressure, medium- to high-temperature metamorphism.

Garnet A, with a higher calcium content compared to garnet V, and a decreasing manganese content from the inner to the outer part, contains phengite and rutile inclusions. This assemblage is characteristic of a high-pressure metamorphism. In metamorphic stage M_{A1} , temperatures are estimated to be around 550°C (pressure between 10 and 15 kbar), using the $FeMg_{-1}$ partitioning between garnet and phengite (Green & Hellman, 1982; Hynes & Forest, 1988). No precise estimate of the pressure can be obtained in the studied sample, because of the lack of a buffering assemblage similar to those used in the experimental studies. The Si content of phengite cores (about 6.90 pfu) can thus only be used for estimating minimum values of the pressure, of the order of 12 kbar (Massonne & Schreyer, 1987).

Stage M_{A2} is mainly characterized by the growth of biotite and ilmenite at the expense of garnet, phengite and rutile. Geothermometers based either on the $FeMg_{-1}$ partitioning between garnet and biotite (Williams & Grambling, 1990), garnet and phengite (Green & Hellman, 1982; Hynes & Forest, 1988), or on the $FeMn_{-1}$ partitioning between garnet and ilmenite (Pownceby et al, 1987), indicate temperatures at around 450-500°C for metamorphic stage M_{A2} .

Similar patterns of garnet zoning have been recorded in a number of metamorphic terranes, not only in the Western Alps (Avigad et al, 2003; Borghi et al, 1996; Sandrone et al, 1992), but also in other collision zones (Madhjou et al, 1997). All authors agree on their interpretation as recording two distinct events, an earlier low-pressure event followed by a new growth stage at high pressure. The early event could result from a regional-scale metamorphism, or from a contact metamorphism.

5. Discussion

In a pre-Alpine basement, three kinds of contacts (stratigraphic, intrusive or tectonic) between metagranitoids and metasedimentary rocks are possible. New **structural data** brought us to better understand the nature of the contact between the Erfaulet orthogneiss and the overlying metasediments. (i) A mylonitic zone is not present at the contact. (ii) Rare aplitic dykes have been found in the metasediments, close to the contact with the orthogneiss. (iii) The boundary is oblique to the bedding in the overlying metasediments (Figure 5.3). Thus, structural data are compatible with an intrusive contact (aplitic dykes, lack of mylonites) rather than an unconformity at the base of the Money Complex. **Petrological data** allow identification of pre-Alpine relics (stage M_V) that have survived the Alpine cycle (stages M_{A1} and M_{A2}) in the Money Complex. Witnesses of the low-pressure (stage M_V) metamorphism have been found in only one sample, where they are mainly recorded by garnet cores (Grt_V).

Consequently, two hypotheses are to be envisaged for integrating structural and petrological data. Firstly, the Money Complex could be a polycyclic unit rather than a monocyclic unit as previously accepted (Compagnoni et al, 1974). Secondly, the pre-Alpine relics would be due to a contact metamorphism associated with the intrusion of the Erfaulet granite into the Money Complex. We favour the second hypothesis because it makes petrological data (pre-Alpine relics only observed close to the contact with the Erfaulet orthogneiss) consistent with the structural data (lack of mylonites, aplitic dykes in the Money Complex, and crosscutting relationships with respect to the sedimentary layering).

6. Conclusion

We interpret the boundary between the Erfaulet orthogneiss and the overlying metasediments as being (before the Alpine deformation) an intrusive contact. Most authors assume that the Money metasediments were deposited during the Upper Carboniferous (Compagnoni et al, 1974). Recent reexamination of the palaeontological data from the Zone Houillère in the Briançonnais Zone (i.e. the unmetamorphosed equivalent of the Money Complex) suggests a Namurian B-C to Westphalian A age for deposition of the graphitic and conglomeratic sediments (Brousmiche-Delcambre et al, 1995). Consequently, the intrusion of the Erfaulet granite would have taken place either during the Upper Carboniferous or during the Permian. Such an assumption is compatible with recent geochronological data obtained for (i)

granitoïds intruding the Zone Houillère in the Aosta valley (Costa Citrin: about 320-325 Ma (Bertrand et al, 1998)), (ii) metagranitoïds in the Sanfront-Pinerolo Unit (from about 300 to 270 Ma (Bussy & Cadoppi, 1996)), and (iii) metagranitoïds in the overthrusting Gran Paradiso Unit (about 270 Ma (Bertrand et al, 2000)).

Acknowledgments

The Ente Parco Nazionale Gran Paradiso is thanked for allowing field work and rock sampling in the Valnontey. J.-M. Bertrand and P. Tricart helped improve the content of this paper.

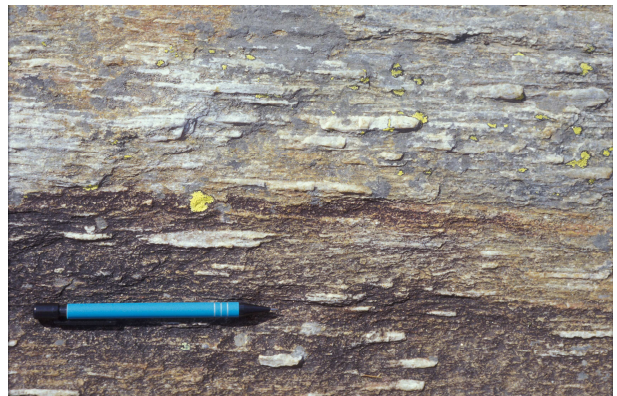
References

- A. Amstutz, Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste, Arch. Sci. 15 (1962) 1-104.
- D. Avigad, C. Chopin, R. Le Bayon, Thrusting and extension in the Southern Dora-Maira Ultra-High-Pressure Massif (Western Alps): View from Below the Coesite-Bearing Unit, J. Geol. 111 (2003) 57-70.
- A. Azor, M. Ballèvre, Low-pressure metamorphism in the Sierra Albarrana area (Variscan belt, Iberian massif), Journal of petrology. 38 (1) (1997) 35-64.
- M. Ballèvre, Collision continentale et chemins P-T: L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales), Mém.Doc.Centre Arm. et Stuct. Socles 19 (1988) 352p.
- J.-M. Bertrand, F. Guillot, J. Leterrier, M.P. Perruchot, L. Aillères, J. Macaudière, Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales) : géologie et géochronologie U-Pb sur zircon, Geodin. Acta 11 (1998) 33-49.
- J.-M. Bertrand, R.T. Pidgeon, J. Leterrier, F. Guillot, D. Gasquet, M. Gattiglio, SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the internal Western Alps (Savoy and Piemonte), Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 80 (2000) 225-248.
- A. Borghi, P. Cadoppi, A. Porro, R. Sacchi, Metamorphism in the northern part of the Dora Maira massif (Cottian Alps), Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino. 3 (1985) 369-380.
- A. Borghi, R. Compagnoni, R. Sandrone, Composite P-T paths in the Internal Penninic Massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution, Eclog. Geol. Helv. 89 (1996) 345-367.
- C. Brousse-Delcambre, D. Mercier, R. Coquel, Implications stratigraphiques de la révision de la flore carbonifère au sud de Briançon, C.R. Acad. Sci. Paris, IIA 320 (1995) 335-340.
- F.M. Brouwer, R.L.M. Vissers, W.M. Lamb, Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western Alps, Italy, Contrib. Mineral. Petrol. 143(2002) 450-470.
- F. Bussy, P. Cadoppi, U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps), Schweiz. Mineral. Petrog. Mitteil. 76 (1996) 217-233.
- E. Callegari, R. Compagnoni, G.V. Dal Piaz, Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso, Boll. Soc. Geol. It. 88 (1969) 59-69.
- E. Callegari, L. Fiora, R. Compagnoni, G.M. Crisci, R. Sandrone, Caratterizzazione geochimica degli ortogneiss granitici dei massicci Gran Paradiso e del Dora Maira (Alpi Occidentali), Rend. Soc. It. Min. Petro. 38 (1982) 498-499.
- R. Chessex, M. Delaloye, D. Krummenacher, M. Vuagnat, Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 44 (1964) 43-60.
- C. Chopin, Talc-Phengite : a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps, J. Petrol. 22 (1981) 628-650.
- G.L. Clarke, M. Guiraud, R. Powell, Burg J.-P., Metamorphism in the Olary Block, south Australia :

- compression with cooling in a Proterozoic fold belt, *J. metamorphic Geol.* 5 (1987) 291-306.
- R. Compagnoni, G. Elter, B. Lombardo, Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso, *Mem. Soc. geol. It. Supp.* 13 (1974) 227-239.
- R. Compagnoni, B. Lombardo, The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites, *Rend. Soc. It. Min. Petro.* 30 (1974) 223-237.
- R. Compagnoni, R. Prato, Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso, *Bol. Soc. Geol. It.* 88 (1969) 537-549.
- G.V. Dal Piaz, Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension, in: J.F. von Raumer and F. Neubauer F. (Eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer-Verlag, Berlin, 1993, pp. 327-344.
- G.V. Dal Piaz, B. Lombardo, Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement of the northwestern Alps. In "Blueschists and eclogites" (Evans, B.W. and Brown, E.H. eds), *Geol. Soc. Ame. Mem.* 164 (1986) 249-265.
- T.H. Green, P.L. Hellman, Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite thermometer, *Lithos.* 15 (1982) 253-266.
- R. Hébert, M. Ballèvre, Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France) : constraints on low-pressure metamorphism, *Bull. Soc. Geol. France.* 164(2) (1993) 215-228.
- A. Hynes, R.C. Forest, Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies), *J. metamorphic Geol.* 6 (1988) 297-309.
- D.M. Kerrick, G.J. Woodsworth, Aluminium silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia, *J. metamorphic Geol.* 7 (1989) 547-563.
- Y. Madhjou, P. Choukroune, J.-R. Kienast, Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria), *Bull. Soc. Géol. France* 168 (1997) 649-661.
- H.J. Massonne, W. Schreyer, Phengite geobarometry based on the limiting assemblages with K-feldspar, phlogopite and quartz, *Contrib. Mineral. Petrol.* 96 (1987) 212-224.
- P. Pitra, M. Guiraud, Probable anticlockwise P-T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif, *J. metamorphic Geol.* 14 (1996) 49-60.
- M.I. Pownceby, V.J. Wall, H.St.C. O'Neill, Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications, *Contrib. Mineral. Petrol.* 97 (1987) 116-126 and correction 97 (1987) 539.
- R. Sandrone, A. Borghi, Zoned garnets in the northern Dora-Maira Massif and their contribution to a reconstruction of the regional metamorphic evolution, *Eur. J. Mineral.* 4 (1992) 465-474.
- R. Sandrone, P. Cadoppi, R. Sacchi, P. Vialon, The Dora-Maira Massif, in: J.F. von Raumer and F. Neubauer F. (Eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer-Verlag, Berlin, (1993), pp. 317-325.
- M.L. Willams, J.A. Grambling, Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite, *Am. Mineral.* 75 (1990) 886-908.

Chapitre 6

Identification of two contrasting Carboniferous metasedimentary sequences in the Money window (Gran Paradiso, Western Alps)



Métaconglomérats à galets de quartz très étirés (Alpe Money).

Identification of two contrasting Carboniferous metasedimentary sequences in the Money window (Gran Paradiso, Western Alps)

Michel Ballèvre, Benjamin Le Bayon

Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes (UMR-CNRS 6118), Université de Rennes 1, F-35042 Rennes Cedex, France.

Corresponding author:

Michel Ballèvre

Tel: 02 23 23 60 81

e-mail: michel.ballevre@univ-rennes1.fr

article en préparation

Abstract – In the Gran Paradiso massif (Western Alps), the Money window displays two distinct conglomeratic formations, a monogenic sequence where graphite is restricted to former pelitic layers, and a polygenic sequence where graphite is present in all lithologies.

Gran Paradiso/Money Unit/graphitic metaconglomerates/Carboniferous

1. Introduction

Detrital sediments of Carboniferous age occur in four distinct positions in the Western Alps (Figure 6.1). Firstly, in the external zones, numerous "basins" of small sizes are known, their ages mainly spanning the uppermost Carboniferous ("Stephanian"), for example at la Mure in the Belledonne massif (Haudour, 1976) or in the Salvan-Dorénaz basin, in the Aiguilles Rouges massif (Brousmiche-Delcambre et al., 1999). The detrital sequences unconformably rest on a metamorphic basement, and sometimes contain volcanic, acid, lavas. Secondly, an elongate, narrow basin (200 km x 10-20 km) occupied most of the Briançonnais zone, from Briançon to the Valais. The detrital sequence is characterized by its huge thickness (at least 2500m) (Fabre, 1961; Feys, 1963), and its age (mainly Namurian to Westphalian A, possibly Stephanian) (Brousmiche-Delcambre et al., 1997; Brousmiche-Delcambre et al., 1996; Brousmiche-Delcambre et al., 1998; Greber, 1965; Mercier & Beaudoin, 1984 ; Mercier & Beaudoin, 1987 ; Schade et al., 1985). Thirdly, in some of the Penninic basement now exposed as windows below the eclogite-facies oceanic units, graphite-bearing detrital sequences are also assumed to be Carboniferous in age (Compagnoni et al., 1974; Novarese, 1894b; Novarese, 1895; Novarese, 1896). The purpose of this paper is to identify two kinds of detrital sequences in one such outcrop, namely the Gran Paradiso.

2. Geological setting

In the northern part of the Gran Paradiso massif, the Money Unit outcrops as a window below the overthrust Gran Paradiso Unit in two valleys, namely the Valnontey and Valeille (Figure 6.1). The **Gran Paradiso Unit** consists of abundant augen-gneisses derived from porphyritic granitoids of Permian age (Bertrand et al., 2000a) and metasediments with relics of high-temperature metamorphism of pre-Alpine age, including hornfelses developed at the contact with the intruding granitoids (Callegari et al., 1969; Compagnoni & Prato, 1969). The **Money Unit** essentially consists of a leucocratic metagranite (Erfault orthogneiss), located below a thick sequence of metasandstones with conglomeratic layers (Amstutz, 1962), metasiltstones and minor metapelites, some of them being rich in graphite (Compagnoni et al., 1974). Because the mineralogical assemblages are exclusively Alpine (i.e. because of the lack of high-temperature, hence pre-Alpine, relics in the detrital sequence), it has been argued that the Money Complex is Permo-Carboniferous in age (Compagnoni et al., 1974).

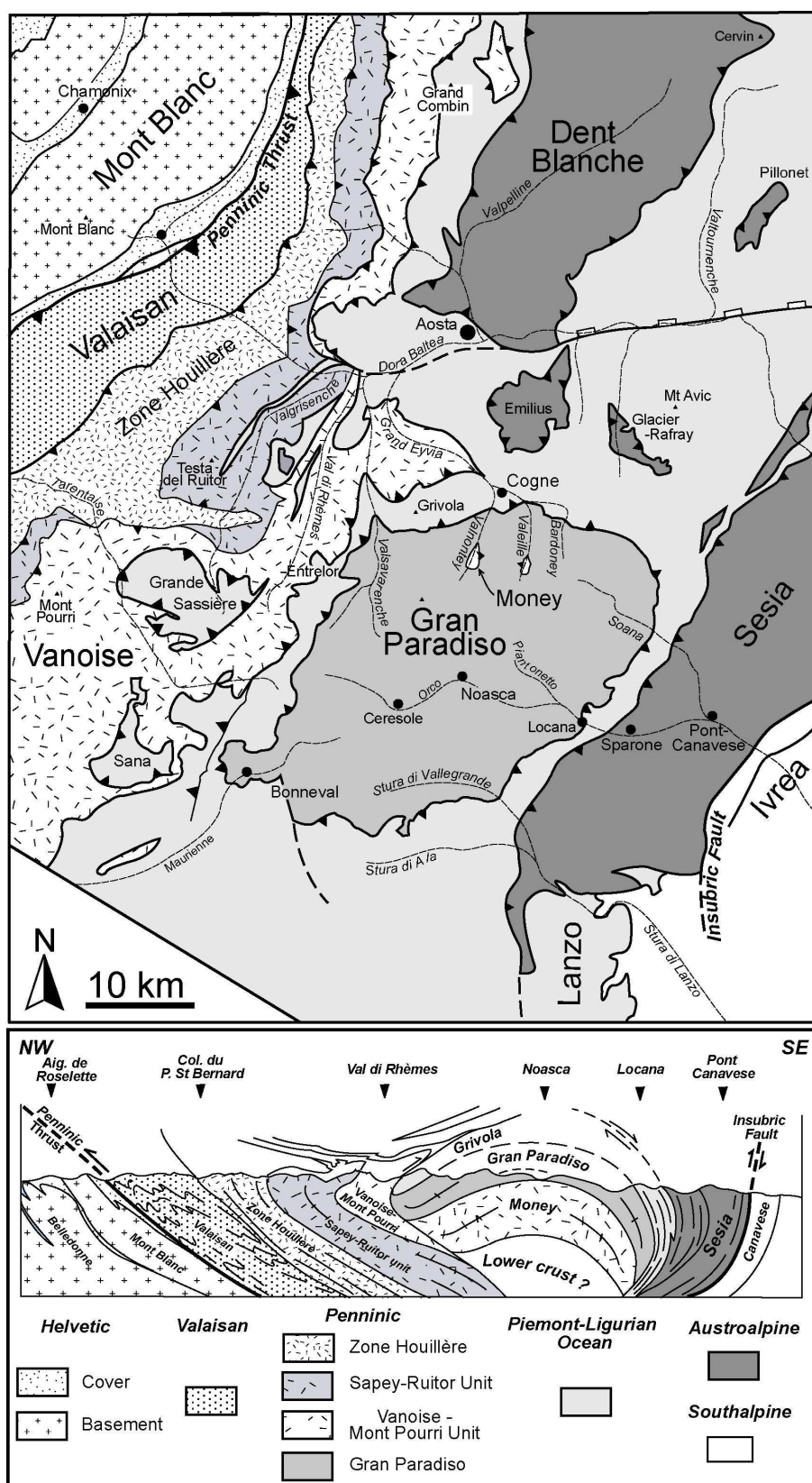


Figure 6.1. Simplified structural map and cross-section (modified from Bucher et al., 2003) of part of the Western Alps. The main occurrences of Carboniferous detrital sequences are located in the Aiguilles Rouges massif, in the “Zone houillère” and in the Money window, below the Gran Paradiso nappe.

Detailed mapping of the Money window has revealed two graphite-bearing, detrital, formations with contrasting sedimentological character and structural position.

3. Lithological data.

Despite intense ductile deformation, field data allows the distinction of two formations, that differ by (i) the stratal organization, (ii) the nature and amount of pebbles in metaconglomeratic layers, and (iii) the distribution of graphite.

The **first formation**, previously identified by Amstutz (1962) and Compagnoni et al (1974), outcrops on both sides of the Valnontey, and is especially well displayed around the former Money village. Conglomeratic layers, up to 5 m thick, essentially consist of elongated quartz nodules, representing former pebbles of vein quartz. Other types of pebbles are rarely found, like a few aplites. The quartz-rich matrix of the conglomeratic layers is devoid of graphite. When identifiable, thin layers (typically 0.1-0.3m) of fine-grained sediments (former sandstones or siltstones) define the stratification. Some graphite-rich micaschists are also irregularly distributed within the sedimentary sequence, representing former carbon-rich mudstones. As a whole, their amount is less than about 2-5% of the total thickness of this first formation.

A **second formation** is here described for the first time. It best outcrops between the right-lateral moraine of the Money Glacier and the rocky cliffs lying immediately below the actual front of the Glacier (*figure 2*). Due to ice retreat since the end of the Little Ice Age, the polished surfaces have been uncovered, allowing excellent exposure. The sequence shows alternating layers of grey to black micaschists and quartz-rich micaschists (i.e. former organic-rich arenites), and layers (about 0.2 – 0.6 m thick) containing abundant elongated lenses of quartz, fine-grained, leucocratic, aplitic gneisses, coarser-grained granitic gneisses, and dark, graphite-rich, fine-grained, micaschists. These would derive from former pebbles of vein quartz, aplite and granite, and carbon-rich mudstones, respectively. When identifiable, the sedimentary layering shows that the conglomeratic levels, 0.2 to 1 m thick, are interlayered within finer-grained rocks, the amount of conglomerates being approximately equal to the amount of sandstones/siltstones. Graphite is present everywhere in the formation.

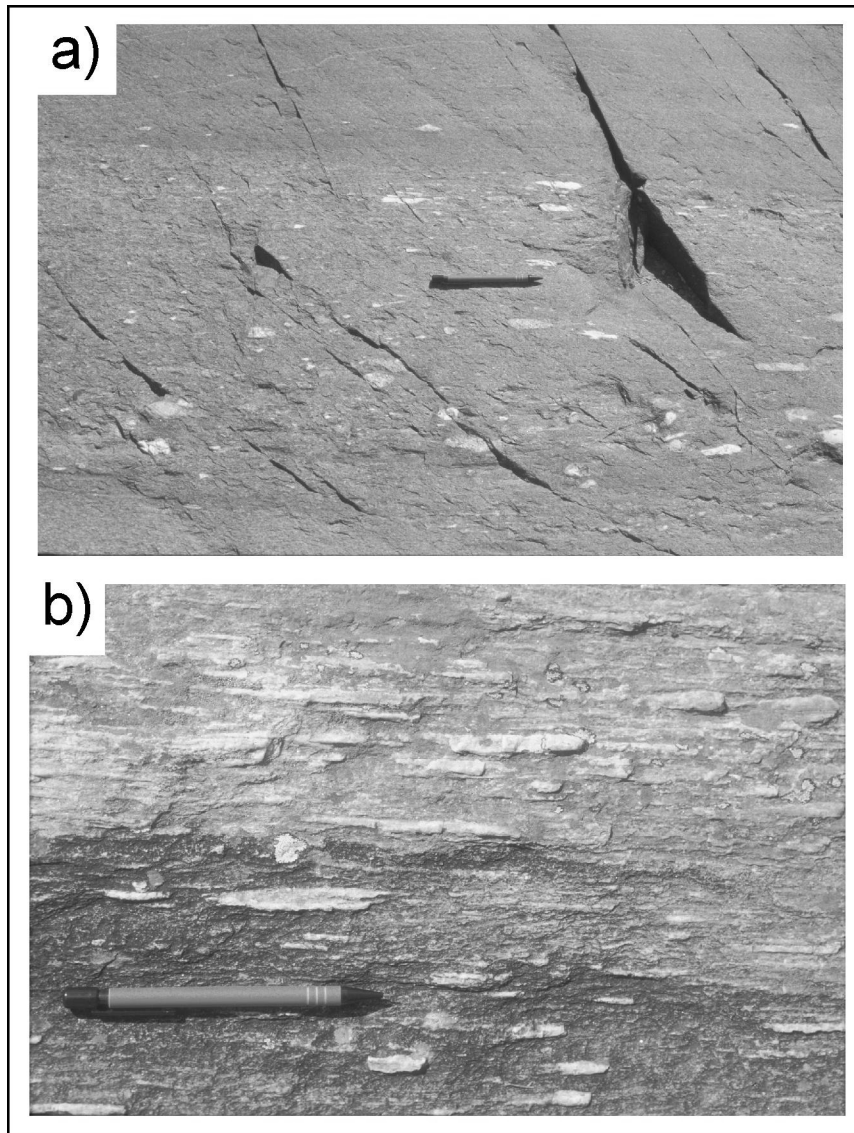


Figure 6.2. Field photographs showing the main differences between the two formations. (a) An example of a conglomeratic layer in the polygenic formation, displaying deformed pebbles of quartz, granite and pelite (polished surfaces below the Money Glacier). (b) A conglomeratic layer of the monogenic formation, showing abundant vein quartz pebbles (weathered surfaces south of the abandoned Money village).

4. Structural data

4.1 Geometrical relations between the two formations

The relationships between the above formations need to be clarified, based on field data. As a first hypothesis, the two formations would succeed in time in a stratigraphical sequence, with either an abrupt discontinuity or a transitional gradation between them. Field data clearly discard this hypothesis, because detailed geological mapping shows that the two formations are physically separated from each other by (i) fine-grained, biotite \pm amphibole gneisses, up to 50 m thick, probably deriving from alkaline volcanics and (ii) albite-bearing paragneisses

(20-50 m thick) displaying amphibolite layers and lenses. Moreover, detailed mapping of the Valnontey at the 1/25000 scale has provided important clues for describing the large-scale structure of the Money window. The lithological boundaries between the four formations now recognized in the window are folded at map scale, the folds being characterized by the flat-lying axial plane and an approximately E-W trending axis. Because the folds deform a foliation surface parallel to the lithological boundaries, and because they are associated to the development of an axial-plane, crenulation, cleavage, the map-scale folds are ascribed to a second phase of deformation.

4.2 Way-up criteria.

Determining the polarity of the two sequences is a difficult task, for two main reasons. Firstly, identification of younging criteria in single conglomeratic layers is not always possible, because both the graded bedding or the erosive base are poorly preserved. Secondly, decametre- to hectometre-scale folds with flat-lying axial planes are present in both formations. Consequently, way-up criteria need to be determined not only locally, but also globally. Some caution is due to the usual restrictions imposed by the outcrop discontinuities. In the polygenic formation, polished surfaces at the foot of the Money Glacier display well-stratified sequences, where individual conglomeratic layers sometimes display clearcut evidence of graded bedding. In these outcrops, the polarity is inverted. In the monogenic formation, way-up criteria have not been found, except in one locality along the footpath to the Herbetet. There, the sequence is also inverted. Conglomerates are far more abundant within the monogenic formation close to the albite-bearing paragneisses, with the coarsest layers just in contact with the paragneisses, suggesting once again that the monogenic formation was deposited above the paragneisses. Taking into account the whole set of field data would mean that the sequence consisted, from base to top, of (i) the polygenic formation, (ii) the alkaline volcanics, (iii) greywackes and finally (iv) the monogenic formation.

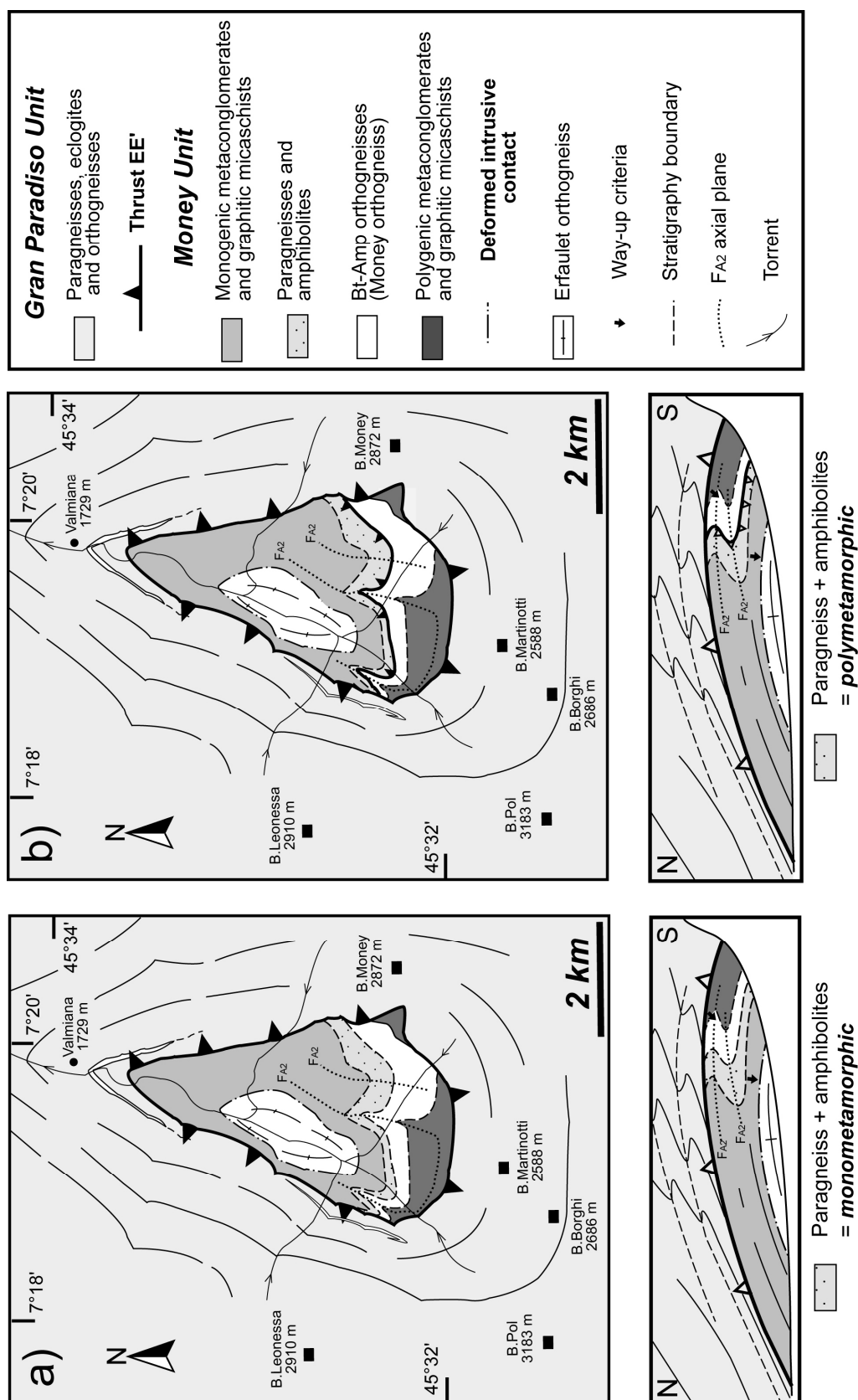


Figure 6.3. Structure of the Money window (in map view above, in cross-section below), taking into account the existence of two detrital formations of presumed Carboniferous age. Two hypotheses are considered, namely that the whole sequence observed in the window is monometamorphic (a) or that at least some lithologies (the paragneisses and amphibolites) are polymetamorphic (b).

5. Discussion

5.1. Age constraints on the timing of sedimentation.

Strictly speaking, the age of the whole sequence outcropping in the Money window is unknown, although its Palaeozoic age is indisputable. Two potential arguments in favour of its Carboniferous, or Permo-Carboniferous, age is the lack of pre-Alpine, high-temperature mineral relics and the presence of graphite (Compagnoni et al., 1974). These need to be evaluated.

Firstly, lack of high-temperature mineral relics could be due to either lack of high-temperature metamorphism during the pre-Alpine history or lack of preservation due to intense reworking during the Alpine history. Such relics have in fact been found, but they are located close to the contact between the monogenic sequence and the Erfaulet orthogneiss. Therefore, the relics have been interpreted as due to the contact metamorphism associated to the Erfaulet granite (Le Bayon & Ballèvre, 2004). Additional data in favour of this interpretation is provided by aplitic veins and coarse-grained, muscovite- and garnet-bearing pegmatitic veins found on both sides of the Valnontey close to the contact with the Erfaulet orthogneiss. Pending further information, we would therefore accept that metamorphic minerals are lacking in the studied sequence.

Secondly, graphite-bearing sequences in Palaeozoic sediments are by no means restricted to the Carboniferous. Well-known examples outside the Alpine belt include the Ordovician and Silurian of most. In the alpine belt, west of the studied area, the graphite-bearing schists from the internal Briançonnais were thought to be Carboniferous in age (Ellenberger, 1958; Ellenberger, 1966), but have been shown to belong to an early Palaeozoic sequence (Bertrand et al., 2000a; Bertrand & Leterrier, 1997; Guillot et al., 1991; Guillot et al., 1986; Guillot & Raoult, 1985). Nevertheless, one should stress a major lithological difference between the early Palaeozoic and Carboniferous sequences, i.e. the lack versus presence of conglomeratic levels interlayered within the graphite-bearing micaschists. For this reason, at least the polygenic formation described above in the Money window bears much more similarities with the post-orogenic, continental, Carboniferous of the Variscan belt rather than with the pre-orogenic, marine, early Palaeozoic to be later deformed in the Variscan belt, then in the Alpine belt.

5.2. Consequences for the interpretation of the nappe boundaries.

The Money window is bounded by a late, flat-lying, thrust (Le Bayon et Ballèvre, 2006 in press) that cut across both the lithologies (including the two detrital, graphite-bearing formations discussed in this paper) and the large-scale, flat-lying folds, that deform the lithological boundaries below the thrust. Following the distinction of two formations, the internal structure of the Money window can be described in either of two ways.

One can first assume that all lithologies are monometamorphic, i.e. Carboniferous or Permian in age. In this case, the sequence would consist, from base to top, the polygenic sequence, the alkaline orthogneiss, the paragneisses with amphibolite lenses, and finally the monogenic formation (Figure 6.3a). Although being the simplest hypothesis, it goes against well-accepted thought, i.e. the association of paragneisses and amphibolites is polymetamorphic (Compagnoni et al., 1974). If this proves to be true (we did not find pre-Alpine relics in the paragneisses up to now), a second hypothesis would emerge, namely that an early thrust emplaced the polymetamorphic gneisses over one Carboniferous formation. Taking into account the field data, we would place this early thrust at the contact between the paragneisses and the alkaline orthogneiss (Figure 6.3b). In a subsequent stage, the early thrust has been folded together with the other lithologies, potentially during overthrusting of the Gran Paradiso Unit.

6. Conclusion

Both the Dora-Maira and the Gran Paradiso massifs display a window where conglomeratic, graphite-bearing, sequences outcrop. In the Money window, we identified two distinct formations, namely (i) a monogenic formation, where quartz-rich conglomeratic layers are devoid of graphite, and (ii) a polygenic sequence, where the matrix of the conglomerates does not contain graphite, the latter being restricted to a few mudstone layers. The polygenic formation has indeed close similarities with the sequences found in the Pinerolo window. Although the age of the two formations is unknown, lack of relics of high-temperature minerals and abundance of graphite in the conglomerates suggest a Carboniferous age for (at least) the polygenic formation. Therefore, the two formations can either succeed in time in an orderly sequence, or belong to two different units, submitted to two main Alpine deformations (thrusting followed by large-scale, post-nappe, folding).

Acknowledgments

The Ente Parco Nazionale Gran Paradiso is thanked for allowing field work and rock sampling in the Valnontey.

References

- Amstutz, A., 1962. Notice pour une carte géologique de la vallée de cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. *Arch. Sci.*, **15**, 1-104.
- Bertrand, J.-M., Guillot, F. & Leterrier, J., 2000a. Âge Paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **330**, 473-478.
- Bertrand, J.-M. & Leterrier, J., 1997. Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale: géochronologie U-Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, 839-844.
- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R. T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M., 2000b. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the internal Western Alps (Savoy and Piemonte). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **80**, 225-248.
- Bocquet, J., 1974. Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **278**(D), 2601-2604.
- Brousmiche-Delcambre, C., Coquel, R. & Decrouez, D., 1999. Sur la flore de deux gisements carbonifères de la zone delphino-helvétique: carrière d'Héry-sur-Ugine (vallée de l'Arly); ardoisières des Posettes (Massif des Aiguilles Rouges) - Haute Savoie, France. *Rev. Paléobio*, **18**, 317-331.
- Brousmiche-Delcambre, C., Coquel, R. & Mercier, D., 1997. Sur l'âge des terrains carbonifère affleurant au col de Tramouillon (Massif de Gaudent, sud Briançonnais). *Rev. Paléobio*, **16**, 169-179.
- Brousmiche-Delcambre, C., Mercier, D. & Coquel, R., 1996. Révision de la flore carbonifère du Briançonnais. Implications stratigraphiques. Partie I: vallée de la Durance au sud de Briançon. *Palaeontographica B*, **239**, 77-107.
- Brousmiche-Delcambre, C., Mercier, D. & Coquel, R., 1998. Révision de la flore carbonifère du Briançonnais. Implications stratigraphiques. Partie II: le Nord de Briançon, de la vallée de la Guisane à celle de la Clarée. *Palaeontographica B*, **248**, 87-125.
- Caby, R., 1968. Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales: Subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste. *Géologie alpine*, **44**, 95-111.
- Callegari, E., Compagnoni, R. & Dal Piaz, G. V., 1969. Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **88**, 59-69.
- Cigolini, C., 1995. Geology of the Internal zone of the Gran Saint Bernard Nappe: a metamorphic Late Paleozoic volcano-sedimentary sequence in South-Western Aosta Valley (Western Alps). *Bollettino del museo Regionale di Scienze Naturale, Torino*, **13**(2), 293-328.
- Compagnoni, R., Elter, G. & Lombardo, B., 1974. Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Memorie della Società Geologica Italiana. Supp.*, **13**, 227-239.
- Compagnoni, R. & Prato, R., 1969. Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregraitici del massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **88**, 537-549.
- Ellenberger, F., 1958. Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mémoires pour servir à l'Explication de la Carte Géologique de la France*, 562p. et 42pl.
- Ellenberger, F., 1966. Le permien du Pays de Vanoise. *Atti. symp. Verrucano, Pisa*, 170-211.
- Fabre, J., 1961. Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise. *Mém. Bur.*

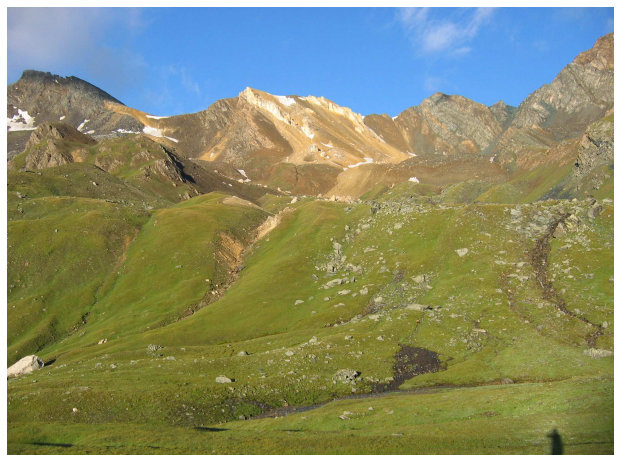
- Rech. Géol. Min.*, **2**, 315p.
- Feys, R., 1963. Etude géologique du carbonifère Briançonnais. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **6**, 387p.
- Greber, C., 1965. Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **21**, 380p.
- Guillot, F., Liégeois, J.-P. & Fabre, J., 1991. Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**(II), 239-244.
- Guillot, F., Ploquin, A., Raoult, J. F. & Peruccio-Parison, M.-D., 1986. Les séries antépermienues de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte: arguments pour un âge antéhouiller. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **303**(12), 1141-1146.
- Guillot, F. & Raoult, J. F., 1985. Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale: données nouvelles et hypothèses (Zone Briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 183-192.
- Haudour, J., 1976. Les Houillères du Dauphiné. Le gisement d'anhracite de la Mure. *Revue de l'Industrie Minérale*, **58**, 65-75.
- Le Bayon, B. & Ballèvre, M., 2004. Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous - Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, eastern Alps). *Comptes rendus Geoscience*, **336**, 1079-1089.
- Mercier, D. & Beaudoin, B., 1984. Le Briançonnais au Carbonifère: modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **298**(II), 125-128.
- Mercier, D. & Beaudoin, B., 1987. Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géol. alpine Mém. HS*, **13**, 25-31.
- Novarese, V., 1894b. Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavarenche (Alpi Graje). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, **XXV**, 275-300.
- Novarese, V., 1895. Rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, **XXVI**, 253-282.
- Novarese, V., 1896. Sul rilevamento geologico del 1895 nella val Pellice (Alpi Cozie). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, **XXVII**, 231-267.
- Novarese, V., 1898. I giacimenti di grafite delle Alpi Cozie. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, **XXIX**, 4-150.
- Schade, J., Greber, C. & Fabre, J., 1985. Nouvelles récoltes de plantes dans la zone houillère (Alpes françaises) au col de la Ponsonnière (Valloire) et au mont du Vallon (Méribel). *Géologie alpine*, **61**, 165-172.

PARTIE 2

ANALYSE STRUCTURALE D'UNE CROUTE CONTINENTALE SUBDUCTEE (MASSIF DU GRAND PARADIS, ALPES OCCIDENTALES)

Chapitre 7

**Deformation history of a subducted continental crust
(Gran Paradiso, Western Alps) : continuing crustal
shortening during exhumation.**



*Contact tectonique entre les unités océaniques
et les unités continentales (Vallone dell Lauson)*

Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation.

Benjamin Le Bayon, Michel Ballèvre

*Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1,
35042 Rennes Cedex, France.*

Corresponding author:

Benjamin Le Bayon

Phone (0033) 2 23 23 67 83

Fax (0033) 2 23 23 56 80

e-mail: benjamin.lebayon@univ-rennes1.fr

Journal of Structural Geology – sous presse

Abstract

Eclogite-facies continental basement in the Western Alps outcrops as tectonic windows below the oceanic units. In the Gran Paradiso massif, eclogite-facies assemblages in mafic rocks display a N-S stretching lineation (D_{A1}). The main-phase foliation formed under epidote amphibolite-facies conditions (D_{A2}) and defines a regional dome structure for the whole Gran Paradiso massif. Structural data, including new detailed mapping, microstructural analyses and metamorphic studies in the northern part of the Gran Paradiso (Cogne valley) reveal the occurrence of major thrusts in this continental basement associated with the D_{A2} deformation. E-W trending stretching lineations and fold axes are associated to this second and main deformation. Nappe stacking of the different units was achieved by top-to-the-west shearing during exhumation of the eclogite-facies basement. The antiformal doming of the Gran Paradiso basement is thus produced by the nappe stacking during exhumation, under epidote amphibolite facies.

Keywords: Western Alps; Gran Paradiso; Kinematics; Nappe stacking, Nappe antiform; Exhumation

1. Introduction

Eclogite-facies metamorphism implies pressures in excess of about 12-14 kbar (for quartz-bearing eclogites) or about 30 kbar (for coesite-bearing eclogites). When observed in continentally-derived units, this high-pressure metamorphism implies subduction of the continental crust, a fact that is now recognized in the Western Alps (Chopin, 1984) as well as in many other mountain belts, e.g. the Caledonian orogen of Norway or the Dabie Shan, China (e.g. Schreyer, 1995; Chopin, 2003). Despite promising petrological studies aimed at delineating the P-T paths, the tectonic history of a subducted continental crust remains obscure.

One potential area for resolving such topics is the Western Alps. The major units have been recognized since the founding work of Argand (1911) and interpretations in terms of modern, plate tectonic, syntheses are available (e.g. Bigi et al., 1990; Dal Piaz et al., 2003; Schmid et al., 2004b). The Adriatic palaeo-margin (i.e. the Austro-Alpine units) was thrust over oceanic ophiolite-bearing units (i.e. the Piemonte-Ligurian units), the latter being themselves thrust over the distal part of the Iberian micro-continent (i.e. the Internal Massifs) (Fig. 7.1). The latter outcrop in three major windows below the oceanic units (these are, from North to South, the Monte Rosa, Gran Paradiso and Dora-Maira). Eclogite-facies metamorphism has been identified in both the Austroalpine and the Internal Massifs (e.g. Droop et al., 1990; Spalla et al., 1996).

The metamorphic petrology of the Internal Massifs has been studied in some detail, especially in the ultra-high-pressure unit of the Dora-Maira massif (Chopin, 1984; Schertl et al., 1991; Simon et al., 1997; Nowlan et al., 2000; Compagnoni and Hirajima, 2001). By contrast, structural studies of these units are at a less advanced stage (Gosso et al., 1979; Vearncombe, 1985; Lacassin, 1987; Philippot, 1990; Michard et al., 1993; Avigad et al., 2003; Keller et al., 2004, 2005; Kassem and Ring, 2004). For example, no consensus has been achieved concerning their kinematic history. Moreover, the lack of sustained campaigns of detailed mapping results in the lack of a coherent structural scheme for these windows. This paper represents a preliminary effort toward this goal. As a first step, we provide a detailed structural analysis of the northern part of the Gran Paradiso massif. This area has been chosen because it is deeply incised (up to 2300 m deep) by three north-south trending valleys which are almost perpendicular to the strike of the main lithological boundaries and the main structures. The main lithological boundaries can thus be accurately mapped, the main structures inferred and their relation to the deformation assessed. The present study is

thus based on a new geological and structural map of this area drawn on a 1:25000 basis. This map displays the major lithological boundaries which allows a better interpretation of the tectonic structures in the different units.

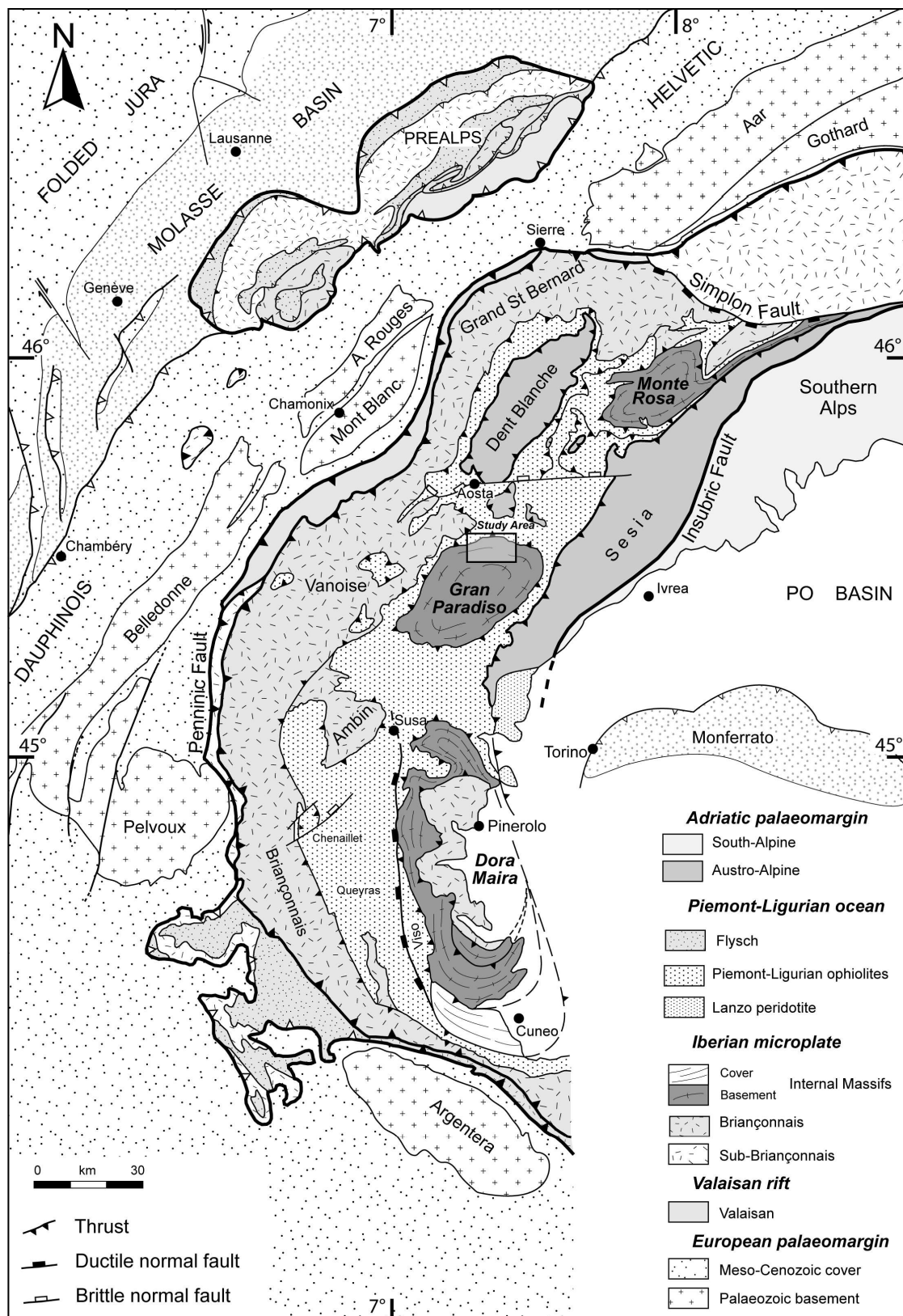


Figure 7.1. Simplified tectonic map of the Northwestern Alps (modified after Bigi et al., 1990; Dal Piaz, 1999; Schmid et al., 2004), assuming that the Briançonnais domain represents the northernmost extension of the Iberian microplate (Frisch, 1979; Stampfli, 1993). The main units are organised with respect to their palaeogeographical position before the Alpine collision. The Monte Rosa, Gran Paradiso and Dora-Maira (i.e the Internal Massifs) represent antiformal windows below the Piemont-Ligurian ophiolites, and are thus ascribed to the distal part of the Iberian microcontinent.

2. Geological setting

The Alpine belt results from the collision between the European and Adriatic palaeomargins. In the internal zones of the Western Alps, three main types of units are recognized (Fig. 7.1). First, the Sesia zone and the Dent-Blanche nappe (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et al., 1977) represent the Austroalpine units derived from the Adriatic plate. The internal part of the Austroalpine units display an eclogite-facies overprint of Late Cretaceous/early Tertiary age (Inger et al., 1996; Duchêne et al., 1997; Cortiana et al., 1998; Rubatto et al., 1999; Liermann et al., 2002). Second, the eclogite-facies oceanic units derived from the Piemont-Ligurian ocean (e.g. Bearth, 1967; Barnicoat and Fry, 1986; Reinecke, 1998) mark the boundary between the Austroalpine units and the underlying continental basement. Third, the Monte Rosa (Bearth, 1952; Dal Piaz and Lombardo, 1986), Gran Paradiso (Compagnoni and Lombardo, 1974; Compagnoni et al., 1974; Dal Piaz and Lombardo, 1986), and Dora Maira (Vialon, 1966; Michard, 1967; Sandrone et al., 1993) massifs form tectonic windows below this oceanic unit (Fig. 7.1). These massifs may thus be ascribed to the distal part of the European palaeomargin or, taking into account the presence of a narrow Valaisan ocean, to the Briançonnais micro-continent which would represent the northernmost extension of the Iberian micro-plate (Frisch, 1979; Stampfli, 1993; Lemoine et al., 2000; Schmid et al., 2004a). These massifs are made of a Variscan basement, largely and variably overprinted during the Alpine orogeny by an eclogite-facies to greenschist-facies deformation. In this paper, we will focus on the Gran Paradiso massif, which consists of two main units, namely the Money Unit and the overlying Gran Paradiso Unit (Compagnoni et al., 1974) (Fig. 7.2).

2.1 The Gran Paradiso Unit.

The **Gran Paradiso Unit** consists of abundant augen-gneisses, derived from porphyritic granitoids (*gneiss occhiadini* of Italian geologists) of late-Palaeozoic age (Chessex et al., 1964; Bertrand, 1968; Bertrand et al., 2000), intruded into metasedimentary rocks. The latter

(*gneiss minuti pp*) consists of polymetamorphic paragneisses and micaschists. Relics of Prealpine high-temperature, regional metamorphism, as well as of contact metamorphism (hornfels) along intrusive contacts have been found in the metasediments (Compagnoni et al., 1974). The polymetamorphic paragneisses contain lenses of mafic rocks, interpreted as Prealpine amphibolites. The Variscan basement is overlain by remnants of a thin metasedimentary cover, presumed to be Permian to Liassic in age (Elter, 1960 and 1972; Polino and Dal Piaz, 1978).

Parageneses belonging to the Alpine eclogite-facies overprint have been identified in two main lithologies. Firstly, basic rocks deriving either from Prealpine amphibolites or from late-Variscan gabbros display garnet-omphacite assemblages (Compagnoni and Lombardo, 1974; Dal Piaz and Lombardo, 1986; Battiston et al., 1984; Benciolini et al., 1984; Pognante et al., 1987; Ballèvre, 1988; Biino and Pognante, 1989; Brouwer et al., 2002). These were used for estimating the minimum P-T conditions for the eclogite-facies event which are about 12-14 kbar, 500-550°C (Ballèvre, 1988; Brouwer et al., 2002). Secondly, Al- and Mg-rich micaschists display peculiar parageneses, including chloritoid, talc, glaucophane, kyanite and phengite (Compagnoni and Lombardo, 1974; Chopin, 1981), recording even higher Alpine eclogite-facies conditions of the order of 21-23 kbar and 540-570°C (Vidal et al., 2001; Wei & Powell, 2003 and 2004; Meffan-Main et al., 2004). Finally, the porphyritic orthogneisses show limited evidence for transformations at high pressure, the large perthitic K-feldspar and biotite being replaced by phengite, rutile and titanite. Epidote and a Ca-rich garnet could potentially record the eclogite-facies event (Le Goff and Ballèvre, 1990). Estimated P-T for late stage reequilibration are about 500-550°C, 4-6 kbar, some authors arguing that it occurred after an initial stage of cooling during decompression (Borghi et al., 1996; Brouwer et al., 2002 and 2004).

Geochronological data are still rather preliminary in the Gran Paradiso Unit. The pioneering Ar-Ar data of Chopin and Maluski (1980), as well as recent data provided by Reddy et al. (2003), are unfortunately hampered with excess argon.

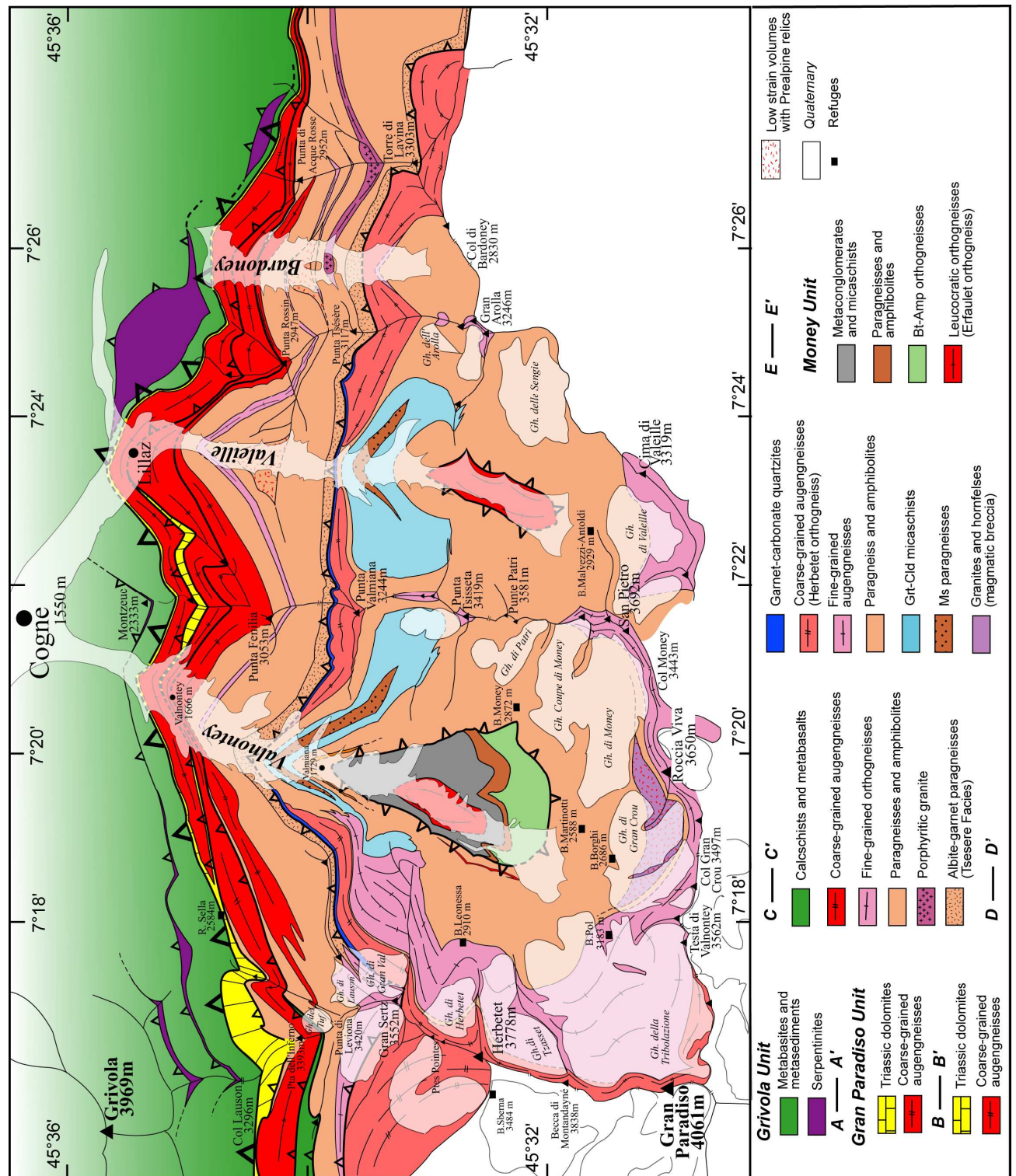


Figure 7.2. Geological map of the northern part of Gran Paradiso. This map is based on detailed field work in three N-S-trending valleys (Valnontey, Valeille and Bardoney) deeply incising the Gran Paradiso massif along its northern margin.

More recently, Rb-Sr data have been obtained for defining the age of the eclogite-facies event ($43 \pm 0,5$ Ma, Meffan-Main et al., 2004), whereas the greenschist-facies metamorphism would have occurred at about 34-38 Ma (Freeman et al., 1997, Inger and Ramsbotham, 1997;

Meffan-Main et al., 2004). The final stages of exhumation are recorded by the fission track data on zircon (30 ± 1 Ma, $225 \pm 25^\circ\text{C}$) and apatite (20-24 Ma, $100 \pm 20^\circ\text{C}$) (Hurford and Hunziker, 1989). According to the geologic time scale (Gradstein et al., 2004), the above data suggest a Middle Eocene age for the high-pressure stage, followed by rapid exhumation during the Late Eocene, and final cooling during early Oligocene.

2.2 *The Money Unit*

The **Money Unit** outcrops in the northern part of the Gran Paradiso massif (Fig. 7.2), namely in the Valnontey and Valeille windows. The Money Unit essentially consists of a leucocratic metagranite (Erfaulet orthogneiss) and a thick sequence of metasediments (Money Complex) made of metaconglomerates and graphite-bearing micaschists. Because the mineralogical assemblages are exclusively Alpine (i.e. because of the lack of high-temperature, hence Prealpine, relics in the sedimentary sequence), it has been argued that the Money Complex is Permo-Carboniferous in age (Compagnoni et al., 1974). The boundary between the Erfaulet orthogneiss and the Money Complex is interpreted as a Late Palaeozoic intrusive contact (Le Bayon and Ballèvre, 2004).

The Money Complex is assumed to be the metamorphosed equivalent of the Zone Houillère of the Briançonnais Zone (Fig. 7.1). Consequently, the Money Unit of the Gran Paradiso massif is thought to be the equivalent of the Pinerolo Unit of the Dora-Maira massif (Fig. 7.1) (Argand, 1911; Vialon, 1966; Michard, 1967), i.e. the lowest structural unit exposed in the internal zones of the Western Alps (Vissers and Compagnoni, 1984; Borghi et al., 1985; Sandrone et al., 1993; Avigad et al., 2003).

Previous studies on the metamorphic history of the Money Unit have emphasized its monocyclic history (Compagnoni et al., 1974; Le Bayon and Ballèvre, 2004), based on the lack of relics of a regional, Prealpine, metamorphism. However, peak P-T conditions of the Alpine metamorphism have not been accurately determined yet. It is difficult to determine whether peak conditions culminated within the eclogite or the blueschist facies, although garnet-chloritoid micaschists and garnet amphibolites have been recognized in this unit. In the equivalent unit of the Money Unit, i.e. the Pinerolo Unit from the Dora-Maira massif, evidence for the high-pressure metamorphism is also scanty (Borghi et al., 1985; Wheeler, 1991; Avigad et al., 2003). Nevertheless, most authors assume that there is a difference in peak P-T conditions between the Money and the Gran Paradiso Units (Oberhänsli et al., 2004).

3. Structural data

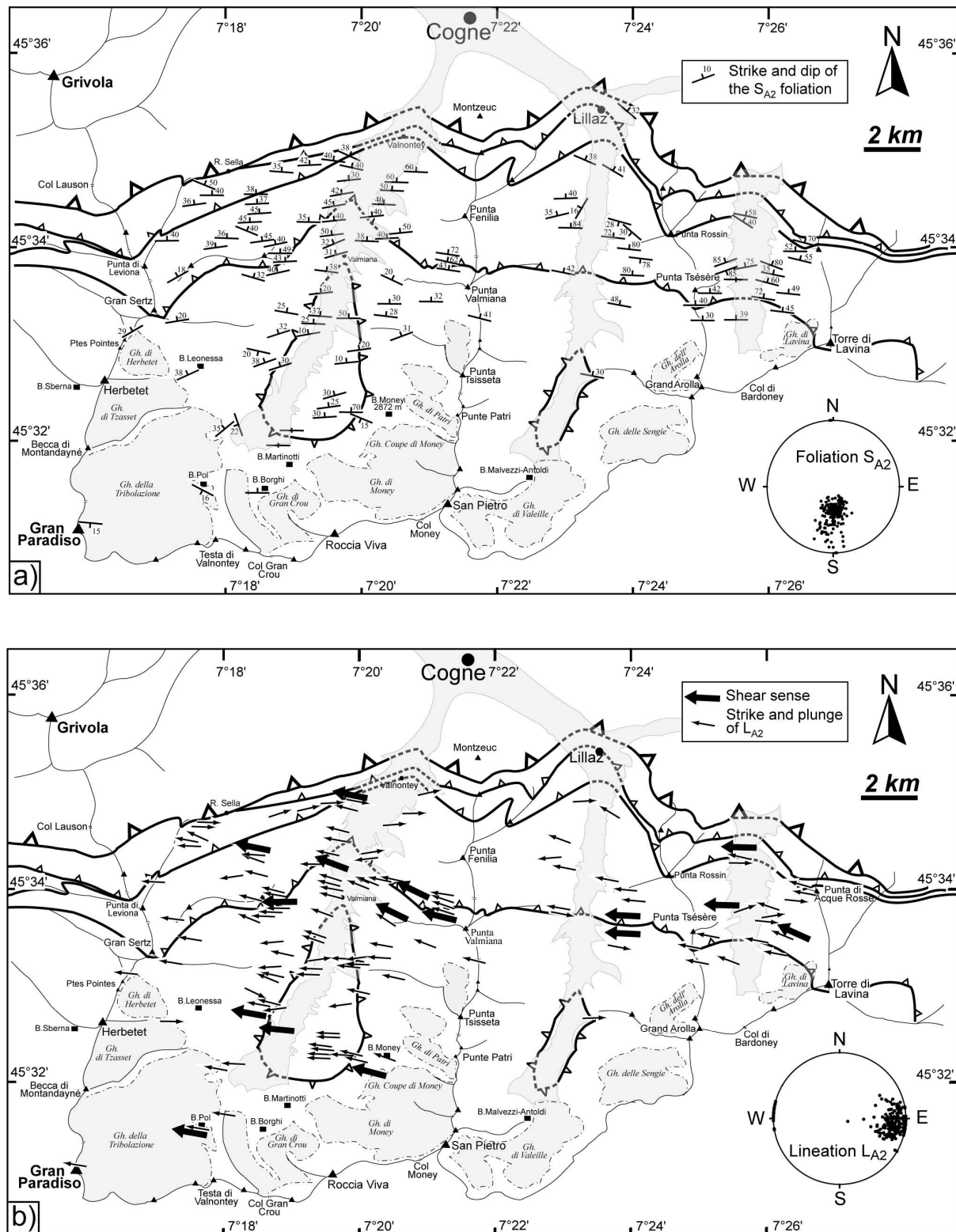


Figure 7.3. Structural data measured in the northern part of Gran Paradiso massif, showing (a) the strike and dip of the main-phase foliation (S_{A2}) and (b) the strike and plunge of the stretching lineation (L_{A2}). Lower hemisphere projections on equal-angle stereonets show lack of dispersal of the data.

The structure of the Gran Paradiso massif is dominated by a pervasive, subhorizontal foliation developed in the epidote amphibolite facies (Eskola, 1939), a P-T domain equivalent to the greenschist-amphibolite transition of Oberhänsli et al. (2004). This main-phase foliation is parallel to the contact of the Gran Paradiso Unit with the overlying oceanic units and defines a broad regional dome structure. An E-W-trending stretching lineation is associated with this flat-lying foliation (Ballèvre, 1984; 1988; Carpena and Mailhé, 1984; Vearncombe, 1985; Brouwer et al., 2002; Kassem and Ring, 2004). Several authors proposed that this main deformation is associated with a top-to-the-west sense of shear (Ballèvre, 1984; 1988; Carpena & Mailhé, 1984; Brouwer, 2002; Kassem & Ring, 2004). The present study is based on (i) new structural mapping (Fig. 7.2), (ii) systematic measurements of foliation (Fig. 7.3a) and stretching lineations (Fig. 7.3b), (iii) recognition of shear criteria (Fig. 7.3b), and (iv) identification of strain gradients, from map-scale mylonitic zones of Alpine age to low-strain domains preserving Prealpine structures (Fig. 7.4).

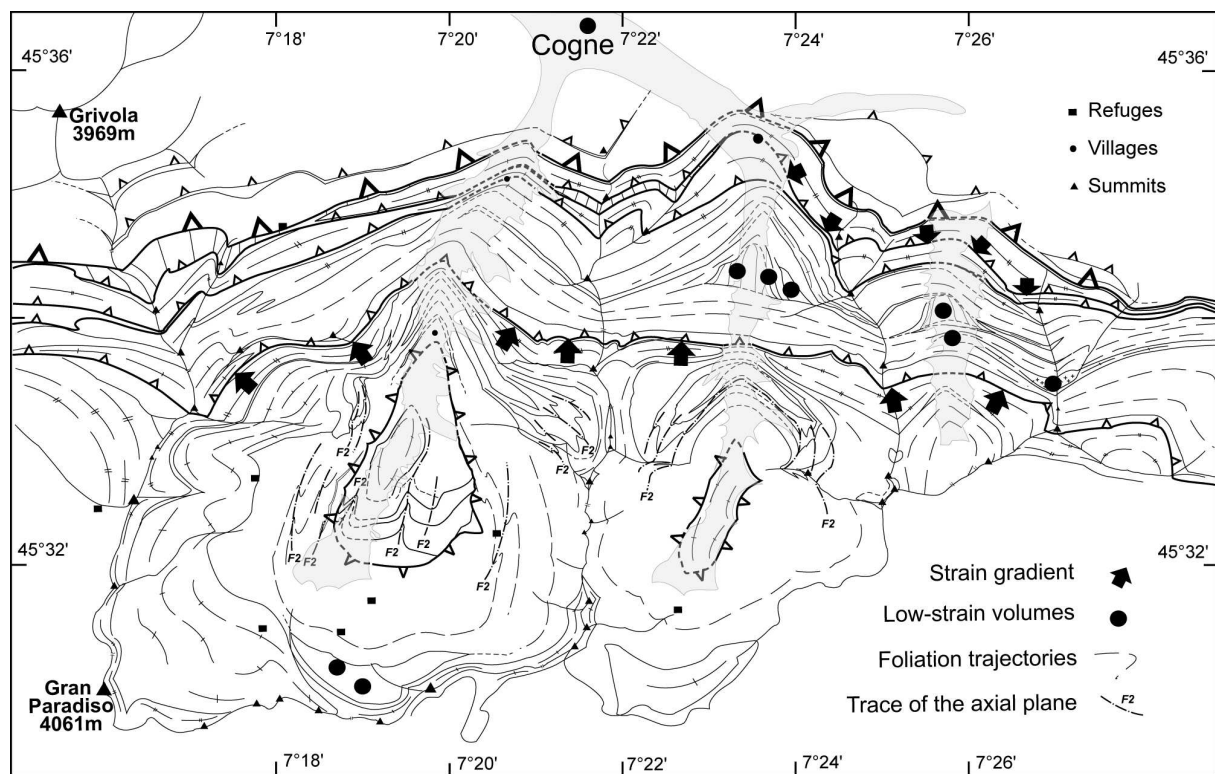


Figure 7.4. Foliation trajectories, strain gradients and location of low-strain volumes with preserved Prealpine structures in the northern part of Gran Paradiso massif.

3.1 Gran Paradiso Unit

3.1.1 Prealpine deformation and metamorphism (D_V and M_V)

Low-strain domains preserve intrusive relationships of the porphyritic granitoids and contact metamorphism of the country rocks due to incomplete Alpine transformation. Such domains were first identified south of the area studied, in the Orco valley (Callegari et al., 1969; Compagnoni and Prato, 1969) and in the Soana valley (Battiston et al., 1984). In the studied area, several examples of low-strain domains have been recognized (Fig. 7.4).

In the **Bardoney** valley, many granites and paragneisses were not or only slightly deformed during the Alpine event. The largest outcrop of undeformed rocks has been found along the main torrent in the Bardoney valley, 1.2 km south of the Alpe Bardoney. In the paragneisses, a Prealpine layering (Sv; v for Variscan) can be identified because it is crosscut by undeformed Ms and Tur pegmatites of Prealpine age (Fig. 7.5a) (mineral abbreviations after Kretz, 1983).

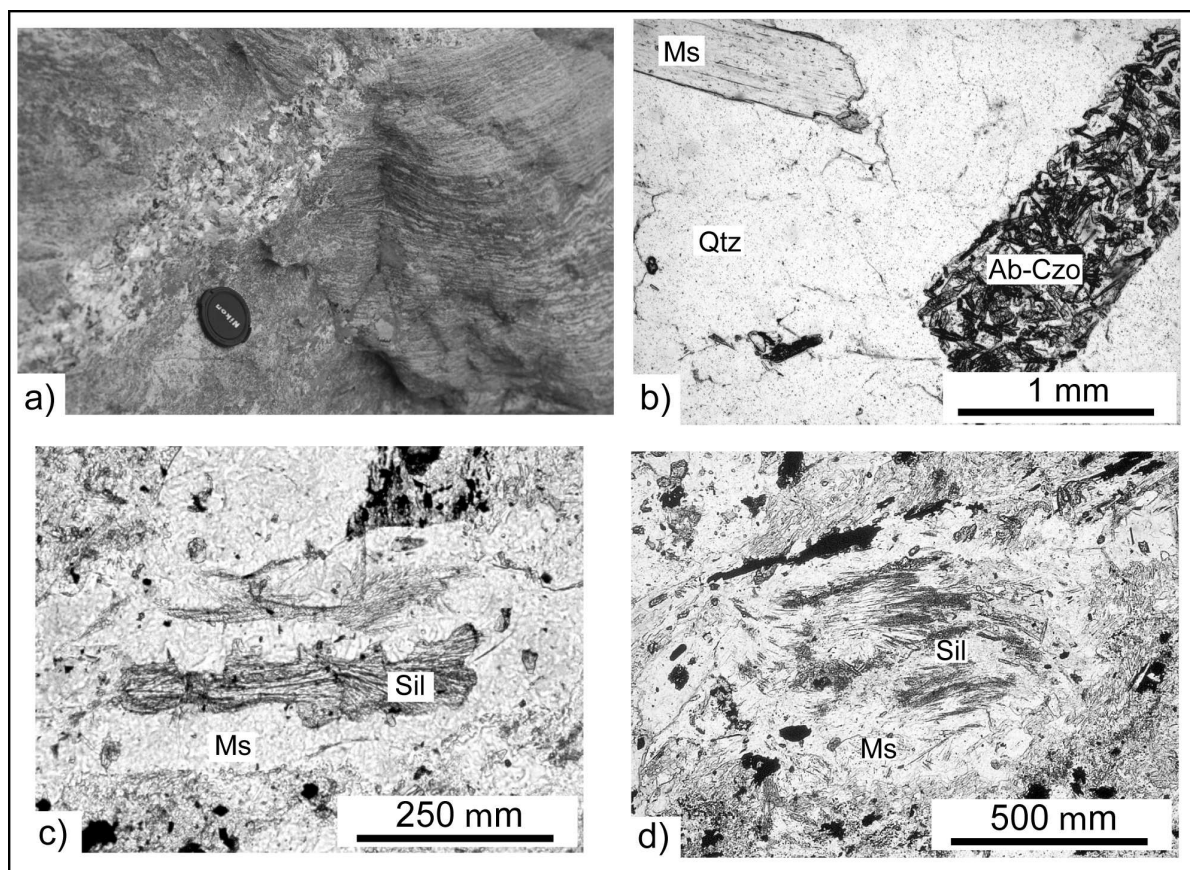


Figure 7.5. Preserved Prealpine structures in paragneisses from the Bardoney valley, whose layering is crosscut by tourmaline- and muscovite-bearing pegmatitic veins. Because the pegmatites are Prealpine in age, the layering must also be Prealpine in age. This is confirmed by microscopic observations. In the pegmatitic veins, muscovite laths are undeformed and plagioclase is pseudomorphed by Ab-Czo aggregates. In the paragneisses, muscovite grains sometimes include sillimanite needles.

This layering is defined by the alignment of quartz grains and muscovite flakes and the occurrence of leucocratic Ms-Pl (totally replaced by Czo-Ab)-Tur bearing veins (Fig. 7.5b). Relics of sillimanite (fibrolite) have been observed as inclusions in muscovite flakes (Fig. 7.5c and 7.5d). A few Alpine mineral phases can also be noted, namely minute (100 μm) idioblastic garnet, chlorite and phengite.

The paragneisses outcrop close to an undeformed porphyritic granite, which can be distinguished from other orthogneisses by a large amount of fine-grained equigranular comagmatic enclaves and xenoliths of country-rocks (Fig. 7.6a). The lack of Alpine deformation in these rocks allows for a good preservation of the texture of the magmatic assemblages. Magmatic relics consist of quartz, K-feldspar megacrysts, plagioclase, red-brown biotite, ilmenite and allanite.

In the undeformed volumes, the granite shows limited transformations, plagioclase being replaced by fine-grained Ab-Czo aggregates and ilmenite being overgrown by titanite. Clinozoisite rims allanite when in contact with plagioclase. Narrow (1-10cm) subvertical shear zones with an E-W trend cut across the undeformed granite (Fig. 7.6b). The foliation in these shear zones is defined by fine-grained quartz, white mica, chlorite and clinozoisite. Chlorite growth at the expense of biotite is mainly observed in the shear zones.

The boundaries of the granites are intensely deformed, with a steeply-dipping foliation defined by quartz, brown biotite, clinozoisite, titanite, and albite. Chlorite has not been observed in this foliation. Few magmatic phases have been preserved (partially recrystallized porphyroclasts of K-feldspar, and broken crystals of allanite).

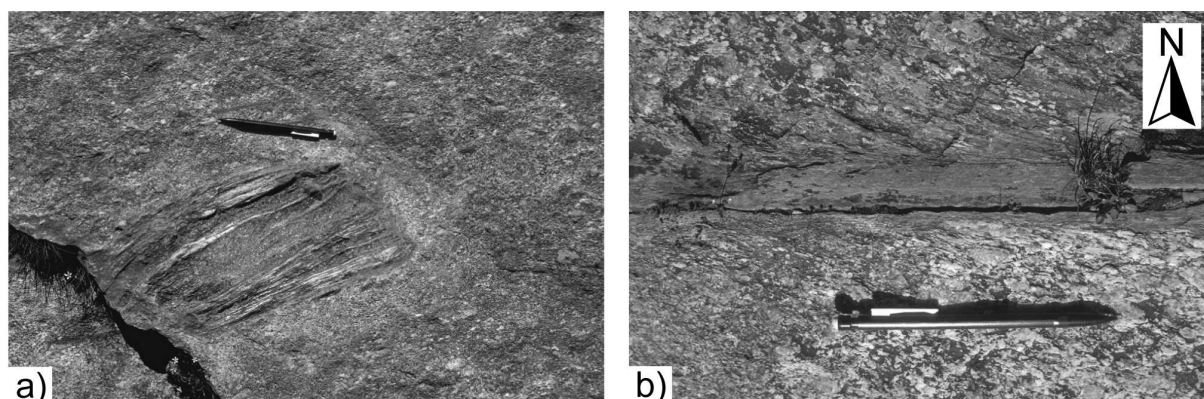


Figure 7.6. Preserved Prealpine structures in granites from the Bardoney valley. A fine-to medium-grained granite, still displaying magmatic textures and undeformed xenoliths of foliated country-rocks (a), is cut across by narrow, chlorite-bearing, shear zones (b).

In addition to the paragneisses and granites, there are also some undeformed mafic rocks displaying eclogite-facies (M_{Al}) parageneses that statically overprint the Prealpine amphibolite-facies parageneses (M_v) (see description below).

In the **Valeille**, large volumes of paragneisses (about 200m x 100m) with a horizontal or gently-dipping foliation outcrop on both sides of the valley, but are especially well displayed on the eastern side of the valley. No crosscutting pegmatitic veins have been found in the field, hence the Prealpine age of the foliation cannot be determined by field inspection. Microscopic examination reveals that this foliation is defined by the alignment of large muscovite flakes, quartz and several types of pseudomorphs. The Alpine overprint produced minute, idioblastic, garnet grains, rimming ilmenite or aligned along former grain boundaries, minute phengite flakes with sagenite (rutile) needles in inclusions, interpreted as pseudomorphs after biotite, and pseudomorphs after unknown phases. Phengite crystals display no preferential shape fabric, contrary to the muscovite grains. The muscovite foliation is therefore associated with a Prealpine deformation (S_v). Prealpine paragneisses from the Valeille are thus petrographically similar to the Prealpine paragneisses described above in the Bardoney valley. Moreover, they occupy the same structural position, indicating that both outcrops belong to the same volume, which therefore extends from the Bardoney to the Valeille. Careful search of similar gneisses in the Valnontey was unsuccessful, giving an upper bound to their extension towards the west (Figs. 7.2 and 7.4).

In the **Valnontey**, a spectacular outcrop has been found above the Bivacco Borghi, at the foot of the Colle del Gran Crou, at about 2800m (Fig. 7.2). There, an undeformed granite with enclaves and xenoliths displays cross-cutting relationships with fine-grained foliated country-rocks (Fig. 7.7). The undeformed granite preserves magmatic minerals and textures (Qtz, Kfs, Pl and red-brown Bt) with minor Alpine mineral transformations (Ttn, Ms and Chl around Bt). The country-rocks are essentially made of quartz, red-brown biotite, plagioclase displaying polysynthetic twinning (a feature uncommon in albite porphyroblasts of Alpine age), and Kfs. According to microprobe analyses, plagioclase has a relatively high anorthite content (An₂₀₋₂₆) and biotite is rich in Ti. The stability of this mineral assemblage indicates high temperatures of metamorphism, typical for hornfelses in contact aureoles. These rocks are thus interpreted as hornfelses that possess a Prealpine foliation (S_v) defined by biotite, plagioclase and Kfs, hence document the occurrence of two Prealpine events, a regional deformation and metamorphism followed by the contact metamorphism.

To sum up, two main types of volumes with Prealpine granites and gneisses were left undeformed throughout the Alpine history. The first type, observed in the Valeille and

Bardoney, defines an east-west trending, elongated lens that is essentially made up of Prealpine paragneisses. The second type, observed in the higher part of the Valnontey, is made of Prealpine hornfelses and intruding granites.

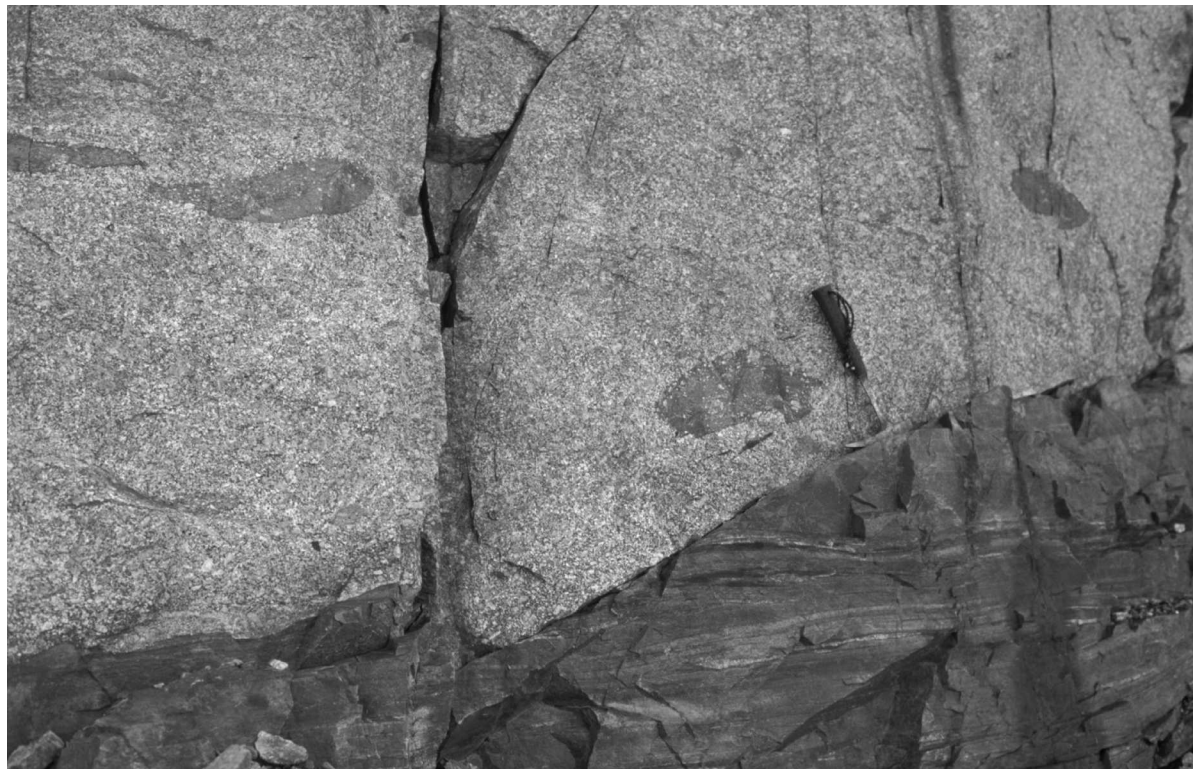


Figure 7.7. Preserved Prealpine structures in the Valnontey, above B. Borghi, where an intrusive contact between a granite and Kfs-Bt hornfelses is found. Note hammer for scale.

3.1.2 High-pressure deformation and metamorphism (D_{Al} and M_{Al})

Early-Alpine eclogite facies parageneses have been observed in the polycyclic rocks from the Gran Paradiso Unit.

Several types of eclogite-facies, mafic rocks can be distinguished, some of them being undeformed during the eclogite-facies event while others show a well-defined eclogite-facies foliation. An example of the first type is found along the left bank of the Bardoney valley and consists of a fine-grained, layered, mafic lens. In this mafic rock, the sub-horizontal attitude of the layering strongly contrasts with the steeply-dipping foliation observed in the surrounding polycyclic paragneisses. Narrow shear veins are either parallel (or almost parallel) or strongly oblique to the layering. The veins contain aligned amphibole fibers up to a few mm long and white micas. The mafic rock essentially consists of minute (0.01mm) idioblastic garnet crystals, aggregates of omphacite grains, a large amount of a pale green amphibole of barroisitic composition, phengite flakes and rutile. Barroisite and phengite

crystals display no preferential shape fabric. A faint layering is perceptible through minor changes in the modal proportions of amphibole and mica. In summary, these mafic rocks display eclogite-facies parageneses that statically overprint a Prealpine fabric, potentially an amphibolite-facies layering (Mv). The eclogite-facies deformation in this eclogite lens is therefore limited to narrow (less than 1 mm thick) shear veins containing aligned amphibole and phengite crystals. The association of (i) mineral growth statically overprinting a former layering and (ii) discrete, spaced shear veins, both containing eclogite-facies minerals, indicate an overall brittle behaviour of the mafic lens during the Alpine high-pressure stage.

While some eclogite-facies metabasites lack ductile deformation, others have been intensely deformed. In the Bardoney valley, mafic eclogites outcrop on both sides of the main torrent, where they consist of a sheet with a maximum thickness of 10-15 m within polycyclic paragneisses. There, eclogites are dark, layered, fine-grained rocks, essentially consisting of minute idioblastic garnet crystals, omphacite grains, few grains of stretched glaucophane and aligned rutile grains. Light layers contain large phengite flakes and several grains of zoisite, glaucophane and quartz. Hence, this layering is an eclogite-facies foliation (M_{A1}), well defined by the shape fabric of the phengite flakes, omphacite, glaucophane and by the alignment of rutile grains. This eclogite-facies foliation is well preserved because these rocks are not or only slightly affected by the main -phase of deformation under epidote amphibolite facies conditions (D_{A2}). The epidote amphibolite facies (M_{A2}) is only represented by few plagioclase- and green amphibole-bearing veins cutting across the eclogitic foliation, and by green-amphibole rims around the glaucophane. The eclogite-facies foliation is slightly folded and this rock displays a N-S oriented stretching lineation (L_{A1}), defined by the alignment of the glaucophane and phengite.

Eclogite facies is not restricted to basic rocks. Eclogite-facies parageneses or relics of eclogitic minerals have also been observed in paragneisses of the Gran Paradiso Unit. An example of high-pressure parageneses in paragneisses rocks is given by a sheet of garnet-chloritoid bearing micaschists outcropping through the Valnontey and the Valeille Valleys. These garnet-chloritoid micaschists are affected by a kilometre-scale isoclinal fold. The folds associated to a second deformation in the amphibolite facies show E-W trending axes. The eclogitic foliation is essentially preserved as a folded schistosity (S_{A1}) contained in microlithons bounded by narrow foliation planes (S_{A2}). The main foliation (S_{A2}) is defined by the alignment of stretched phengite flakes and chlorite grains, developing at the expense of porphyroclasts of garnet and chloritoid. The latter, together with phengite, represent relics of the eclogitic foliation (S_{A1}).

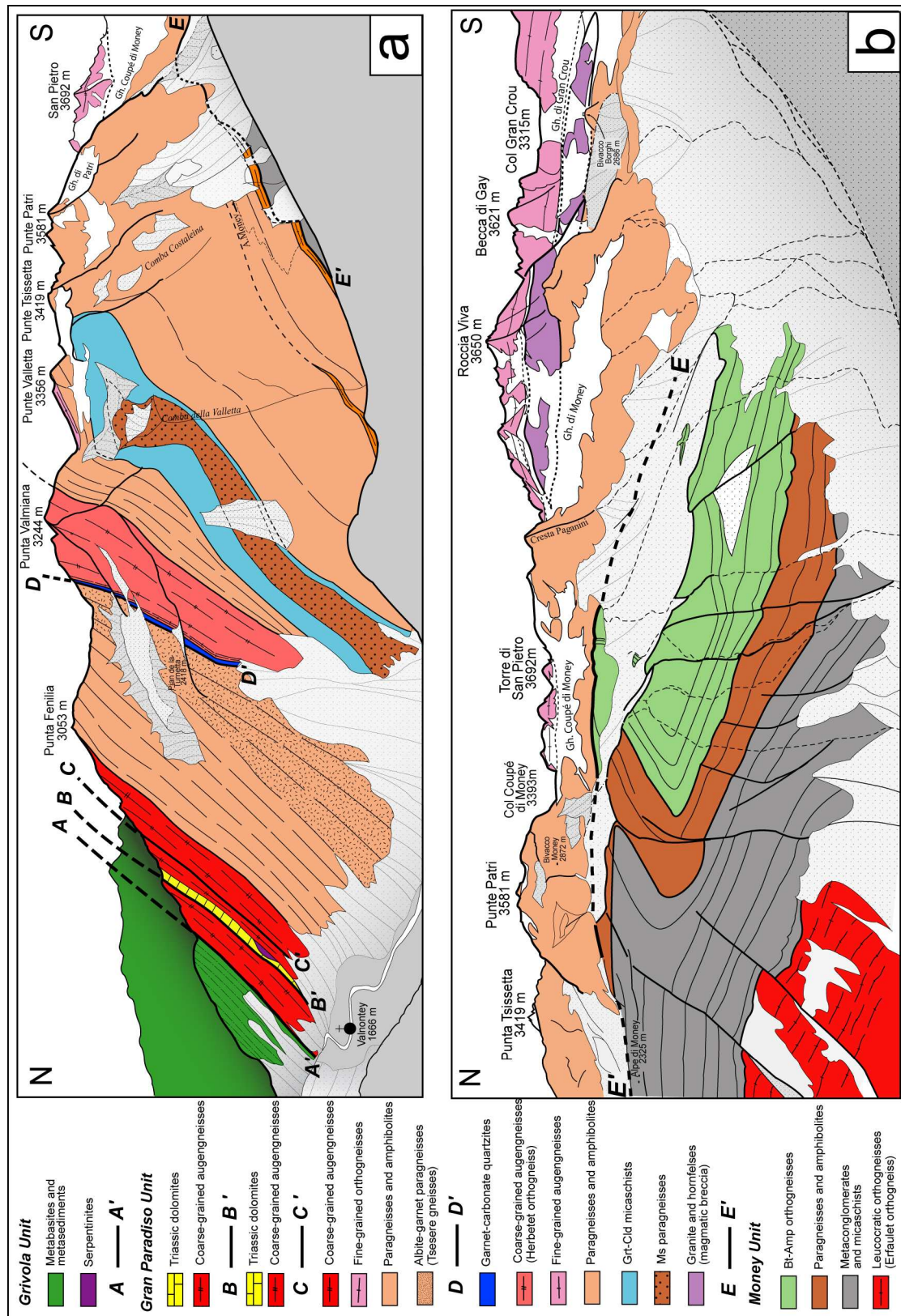


Figure 7.8. Two geological panoramas of the right (i.e. eastern) flank of the Valnontey. (a) The upper sketch is taken from Peina Ceinla, along the trail from Rifugio Sella to Pian di Ressello. The panorama illustrates the contact of the Gran Paradiso Unit with the eclogite-bearing, oceanic, Grivola Unit (A-A'), and the upper, internal thrusts (B-B', C-C' and D-D'). Note also the isoclinal fold with muscovite-paragneisses in its core, and formed by Cld-bearing micaschists. (b) The lower sketch (taken from the trail between Casolari dell Herbetet and Pian di Ressello) emphasizes the internal structure of the

Money Unit, displaying the Erfaulet orthogneiss (red) in intrusive contact (Le Bayon and Ballèvre, 2004) with the overlying metaconglomerates and metasediments of presumed Permo-Carboniferous age (Compagnoni et al., 1974). Undeformed volumes preserving Prealpine structures outcrop in the background, at the base of the Roccia Viva-Colle Gran Crou ridge.

3.1.3 Low-pressure deformation (D_{A2})

The main foliation post-dates D_{A1} and is pervasive in the whole Gran Paradiso massif paralleling the contact of the Gran Paradiso Unit with the overlying oceanic units. It also defines the dome structure of the Gran Paradiso basement (Fig. 7.8 and 7.9). Microscopic analysis suggests that the main ductile deformation (D_{A2}) occurred under epidote amphibolite facies conditions (M_{A2}), because the S_{A2} foliation is associated to the growth of albite. Biotite grows in contact with garnet and phengite, or along phengite rims. Garnet rims have been preserved in albite grains. However, when garnet is in contact with biotite, garnet rims are dissolved. This suggests that biotite grows at the expense of garnet during or after albite development. Rutile inclusions within garnet have been lately replaced by ilmenite in the matrix.

Detailed mapping reveals that a kilometre-scale, isoclinal, fold with a surimposed, pervasive schistosity (S_{A2}) which formed under epidote amphibolite facies affects the garnet-chloritoid bearing micaschists in both the Valnontey and the Valeille valleys (Figs. 7.2, 7.8a and 7.9a,b). A paragneiss forms the core of this fold, easily distinguished from the other paragneisses because it displays numerous porphyroclasts of white mica, up to 1-2 cm in size (Ms Paragneiss in Fig. 7.2). Microprobe analyses show that the porphyroclasts of white mica have a muscovite composition (i.e. presents a very low Si content), hence are interpreted as Prealpine relics. Minute grains of phengite (with a high Si content) and biotite define the main foliation (S_{A2}). Therefore, the paragneiss in the core of the fold contains Prealpine relics at grain scale but structures related to this event at outcrop or map scale have been erased during the Alpine deformation. The fold axis trends E-W, and its axial plane dips moderately to the north, flattening towards the south within the studied area (Fig. 7.8a and Fig. 7.9a,b). Development of the main schistosity S_{A2} is coeval with the folding. Asymmetrical folds are observed along both limb of this isoclinal fold within the Grt-Cld micaschists.

In the northern part of the investigated area, the S_{A2} foliation gently dips to the north. Towards the south and above the contact with the underlying Money Unit, numerous asymmetrical, tight to open folds are observed deforming the layer-parallel schistosity (S_{A1}) within the paragneisses. These folds are therefore attributed to D_{A2} . The fold axes present an E-W trend and a poorly- to well-developed axial-plane schistosity associated to albite, biotite

and/or chlorite growth. The axial planes of the D_{A2} folds are parallel to the contact between the Money and Gran Paradiso Units.

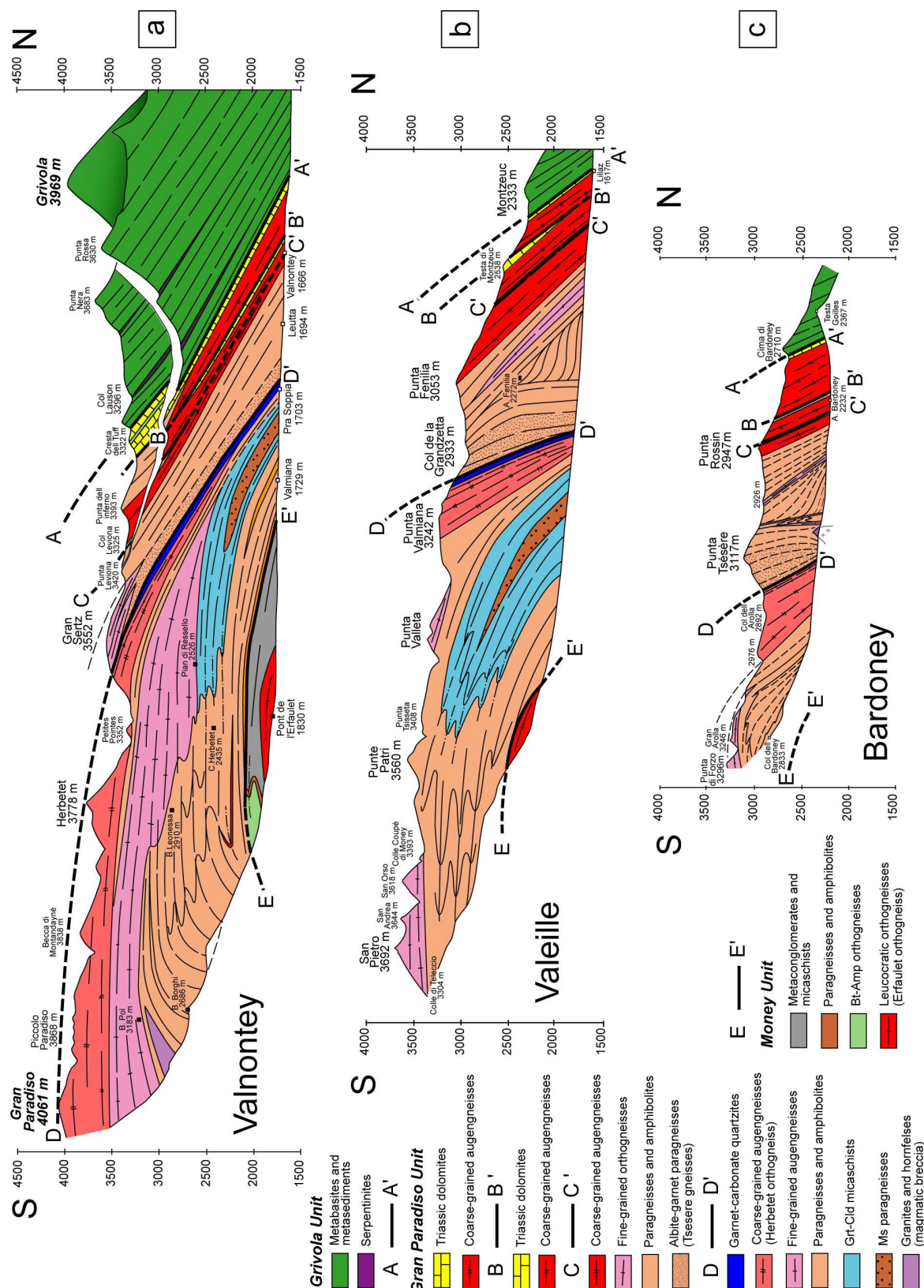


Figure 7.9. Simplified cross-sections along the three investigated valleys (i.e. Valnontey, Valeille, and Bardoney). Nomenclature of lithologies, units and structures is identical to those used for figure 7.2. The internal structure of the Grivola Unit is not detailed, being out of scope of this paper.

3.2 Money Unit

Prealpine, high-temperature, relics due to a regional metamorphism have not been recognized in the Money Complex. However, some garnet cores in micaschist samples close to the Erfaulet orthogneiss have been interpreted as relics of a contact metamorphism (Le Bayon and Ballèvre, 2004). According to field and microscopic studies, the internal deformation of the Money Unit is characterized by two major stages of deformation (Fig. 7.10).

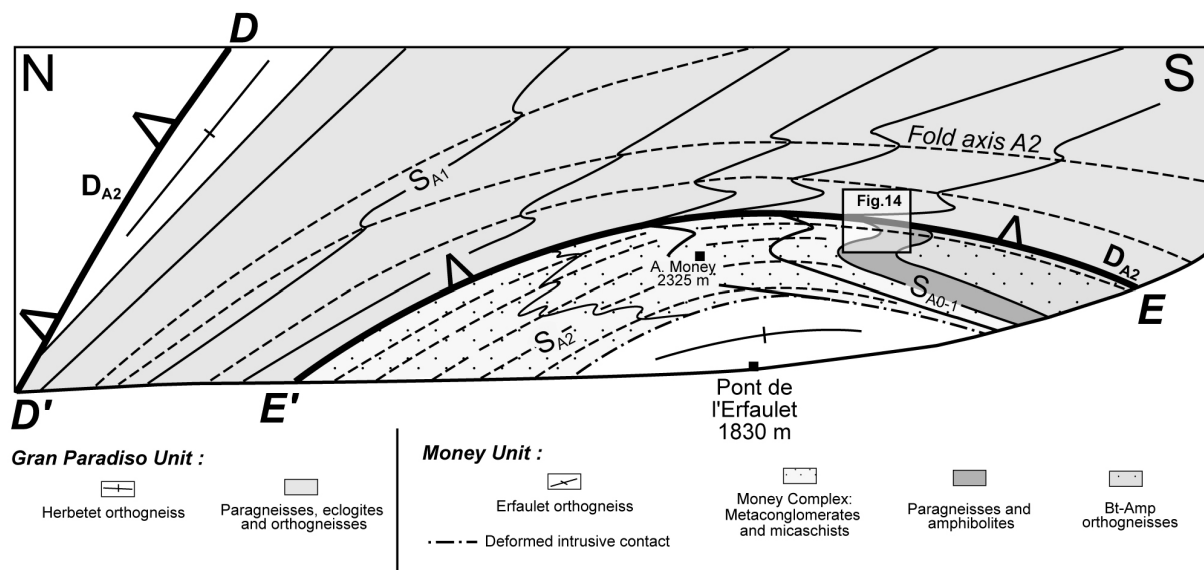


Figure 7.10. Schematic cross-section of the right flank of the Valnontey, displaying the overprinting structures within the Money Unit, and the contact with the overlying Gran Paradiso Unit.

Stage 1 is defined by a foliation (S_{A1}) parallel to the major lithological boundaries and to the sedimentary layering (S_0) within the Money Complex. This stage is associated with the growth of relatively high-pressure assemblages, namely garnet + chloritoid + rutile in the micaschists and albite + epidote + biotite + hornblende amphibole in the metabasites. Because albite is stable in the earliest foliation recognized in the metabasites from the Money Unit, stage 1 should have occurred at a lower pressure in the Money Unit than in the Gran Paradiso Unit. D_{A1} is associated to an East-West stretching lineation which is best displayed by the shape fabric of the deformed pebbles in the metaconglomerates and by elongated needles of amphibole in the fine-grained amphibole-biotite orthogneisses (Fig. 7.8b and Fig. 7.10). In the metabasites, numerous shear bands indicate a top-to-the-west sense of shear (Fig. 7.11a).

Stage 2 is marked by kilometre-scale, flat-lying, folds which deform S_{A1} (Fig. 7.8), and are associated to a second schistosity (S_{A2}). The D_{A2} deformation is well developed as a narrow crenulation cleavage in the micaschists from the Money Complex, where S_{A1} is best

preserved in albite porphyroblasts. Indeed, sigmoidal inclusions of graphite in albite represent the D_{A1} foliation (Fig. 7.11b), which is parallel to the sedimentary layering in the Money Complex. The end of this stage 2 is marked by the localisation of the deformation along the contact between Gran Paradiso and Money Units (Fig. 7.10), a feature which will deserve further attention below. This late ductile deformation is associated to a chlorite foliation (i.e. greenschist facies) mainly developed at the base of the Gran Paradiso Unit.

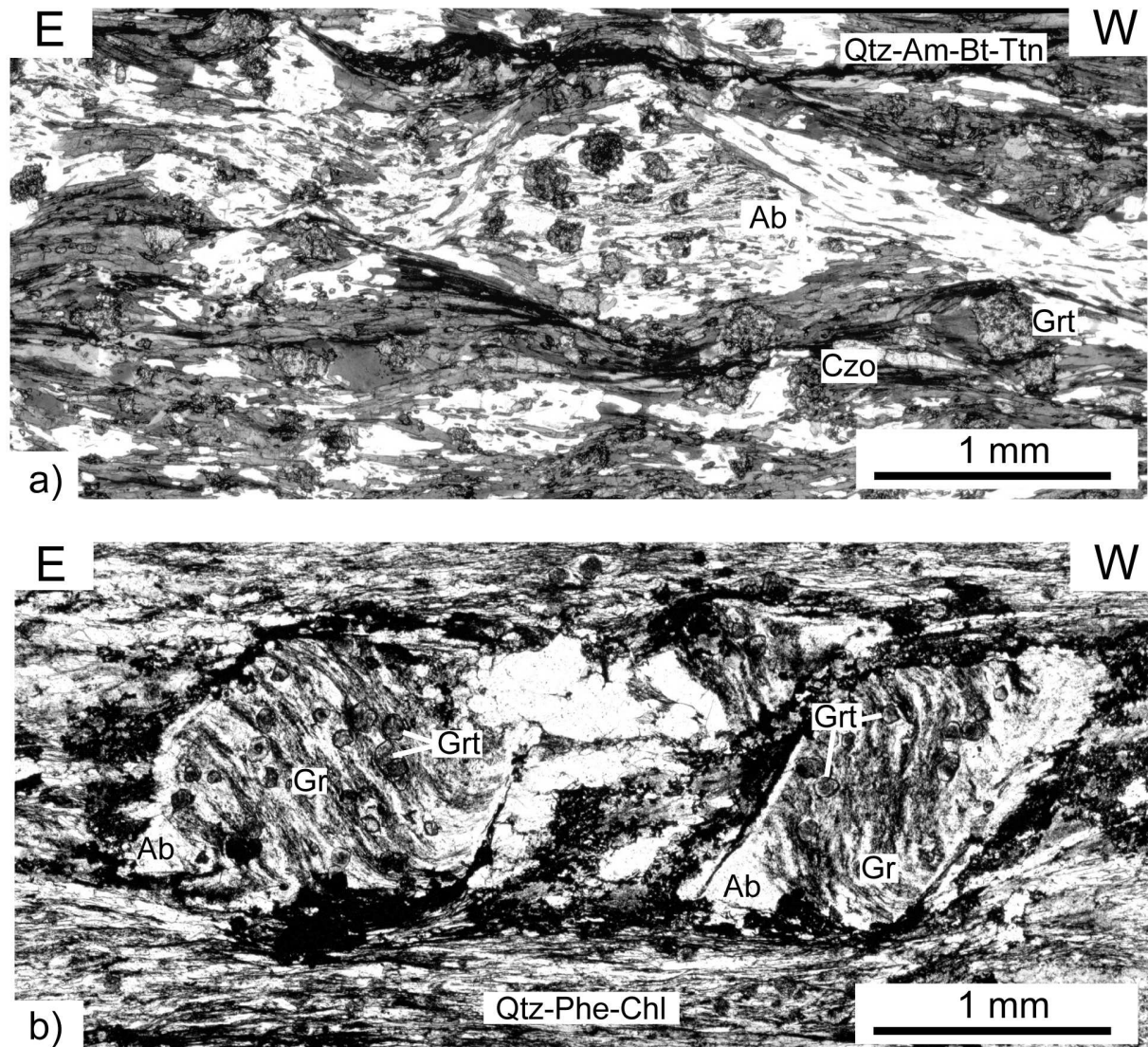


Figure 7.11. Photomicrographs showing microstructures in two samples from the Money Complex. (a) Amphibolite with ductile shear bands indicating top-to-the-west sense of shear; (b) Graphite-bearing micaschist showing sigmoidal inclusions of graphite (S_{A1}) in the albite, and main foliation defined by Qtz-Phe-Chl (S_{A2}). The S_{A1} foliation is parallel to the sedimentary layering of the Money Complex.

3.3 Brittle deformation (D_{A3})

A late brittle deformation (D_{A3}) is displayed by several East-West trending, high-angle, normal faults which affect the whole unit, cutting across lithological as well as tectonic boundaries. In rare instances, their walls contain quartz crystals. These faults show a minor (a few mm) or slight (a few cm to a few dm) offset, and are thus of negligible importance for the large-scale structure of the studied area. Similar brittle, post-metamorphic, faults are associated to cataclasites in the Orco valley, to the south of the studied area (Perello et al., 2004).

4. The kinematics of regional-scale structures

4.1 The boundary with the overlying oceanic units

The Gran Paradiso Unit is overthrust by the oceanic units, and this tectonic contact (AA' on Figs. 7.2, 7.8 and 7.9) is particularly well displayed along the north-western boundary of the Gran Paradiso massif. Remnants of a thin metasedimentary cover, presumed to be Permian to early Mesozoic in age (Elter, 1960; 1971 and 1972), are found at the contact between the Prealpine basement and the oceanic units. This metasedimentary cover consists of dolomitic marbles and calcschists (of presumed Triassic and Liassic age, respectively). Associated to the above lithologies are brecciated carbonate rocks called *cargneules* or *cornieules* (Weidmann, 1971). The *cargneules* are formed from a starting material of anhydrite and dolomite that has been brecciated (e.g. Warrack, 1974; Vearncombe, 1982). This brecciation could result from hydraulic fracturing due to the very high pore-water pressure (Masson, 1972) or, alternatively, result from Recent weathering of anhydrite-dolomite mylonites (e.g. Brückner, 1941; Jeanbourquin, 1988; Schaad, 1995). This latter hypothesis is supported by the lack of *cargneules* in deep boreholes that cut across major decollement levels, where anhydrite mylonites are recorded (Jordan, 1992). Whatever their exact genetic mechanism, the protoliths of the *cargneules* mark the location of a major decollement level (Masson, 1972), allowing for the displacement of the Mesozoic cover with respect to its Prealpine basement, and thus also favouring thrusting of the oceanic units onto the continental units.

The amount (i.e. thickness) of parautochthonous Mesozoic cover preserved along the contact with the oceanic units decreases from West to East (Figs. 7.2 and 7.9). For example,

in the western part of the studied area, along the crest between the Valsavarenche and the Valnontey, specifically between Punta del Inferno and Col Lauson, the Mesozoic cover is internally duplicated two or three times (Fig. 7.9a) (Dal Piaz, 1928; Hermann, 1928; Cornelius, 1934; Amstutz, 1962). Towards the east, the Triassic marbles disappear and a thin layer of cagneule is found at the contact between the Gran Paradiso Unit and the overlying oceanic units (Fig. 7.9b-c) (e.g. at the Lillaz waterfall). The last slices of marbles are found in the Bardoney valley (Fig. 7.9c). There, the marbles define a few elongated lenses separated from the underlying, coarse-grained orthogneisses by calcschists. The marbles show a prominent stretching lineation defined by the calcite fabric and by elongated needles of actinolite in a few layers. Moreover, the strike and plunge of the stretching lineation shows systematic departures from one marble lens to the other, suggesting late, rigid, rotation of the marble lenses after their ductile deformation.

4.2. Duplication of the Gran Paradiso basement along the BB' and CC' thrusts

At a lower structural level (**BB'** on Figs. 7.8 and 7.9), a thin sheet of Mesozoic rocks can be mapped from the Valnontey to the Valeille (Dal Piaz, 1928; Hermann, 1928; Amstutz, 1962). Detailed geological mapping is an essential tool for deciphering the meaning of this sheet. In its westernmost part, into the Vallone dell Lauson, a narrow sheet of cagneules and dolomites is observed along the torrent. Despite poor exposure in the environs of the Rifugio Sella, we assume that this narrow sheet of cagneules merges westwards with one of the imbricated slices of Mesozoic cover observed along the Valsavarenche-Valnontey divide. In the eastern side of the Valnontey, the Mesozoic rocks become much more developed, a serpentinite lens being observed at the contact with the underlying orthogneisses (Amstutz, 1962; Pennacchioni, 1988). Eastwards of the Valeille, cagneules and marbles disappear. The overlying orthogneisses display a strong deformation gradient, being mylonitised towards the contact (Fig. 7.12 a-b). The mylonite zone, initially mapped by Amstutz (1962) as a thin sheet of paragneiss intercalated within the orthogneisses, can be followed along strike up to the easternmost part of the studied area, i.e. the Bardoney-Acque Rosse divide. Shear criteria within the mylonites indicate a top to the west sense of shear (Fig. 7.12 a-b).

Microscopic analysis reveals that the porphyritic orthogneiss consists of Kfs porphyroclasts in a foliation defined by quartz, phengite, clinozoisite, biotite and titanite. Biotite is always in contact with phengite or along phengite rims, the biotite growing at the expense of phengite, and is sometimes partially replaced by chlorite. In the mylonitic zone,

the strong deformation induced a decrease in grain size. The mylonite is made of quartz, biotite, phengite, microcline, clinozoisite and chlorite. Foliation is defined by the alignment of quartz, biotite, phengite and chlorite. Contrary to the brown biotite in the porphyritic orthogneisses, the biotite in the mylonitic zone is green. It has been argued that the biotite colour depends on its Ti content. Because green biotites from the mylonites have a lower Ti content compared to the brown biotites from the orthogneisses, the mylonitic zone represents strain localization under decreasing temperatures.

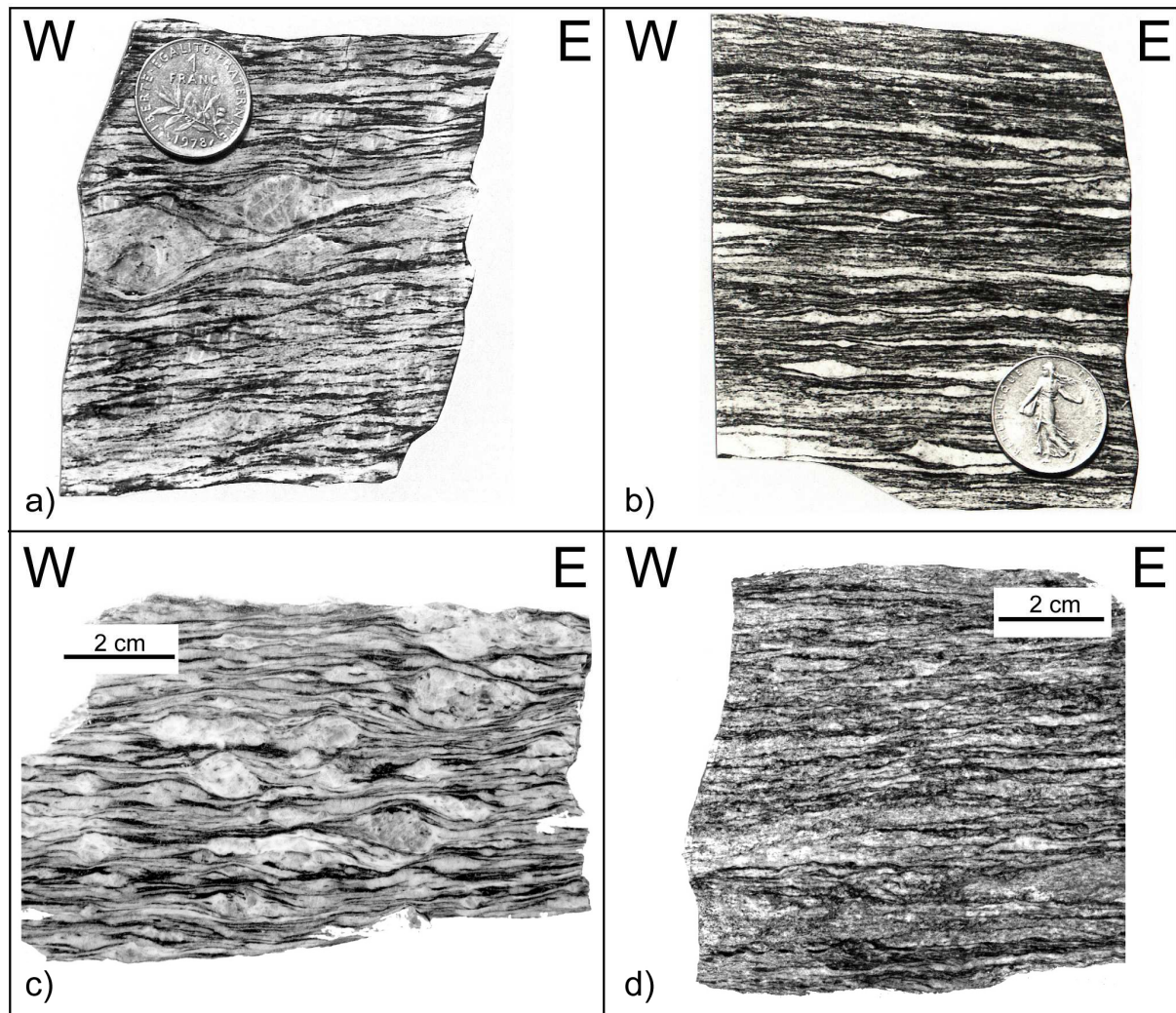


Figure 7.12. Two examples of strain gradients in the orthogneisses from the Gran Paradiso Unit. All samples are cut perpendicular to foliation and parallel to the stretching lineation (i.e. in the $\lambda_1\lambda_3$ plane of the finite strain ellipsoid). (a and b) Coarse-grained orthogneisses from the northern margin of the Gran Paradiso Unit are mylonitized along the **BB'** contact. The photographed samples have been collected along the Valeille-Bardoney divide, north of Punta Rossin. Shear bands indicate top-to-the-west shear sense. (c and d) Coarse- to medium-grained orthogneisses located below the garnet-ankerite quartzite layer show a decreasing grain size towards the quartzite layer, along the **DD'** contact. Shear bands also indicate a top-to-the-west shear sense. Photographs taken at Pian della Turnetta, in the eastern side of the Valnontey.

Previous studies have interpreted this Mesozoic sheet found within the orthogneisses as a tight, isoclinal, kilometre-scale fold (Amstutz, 1962; Vissers and Compagnoni, 1984; D₂ for Pennachioni, 1988). The along-strike replacement of the mylonitic horizons located within the Mesozoic cover (i.e. *cargneules*) by the mylonites developed at the base of the augen-gneisses suggests that this zone represents a thrust contact (BB') rather than an isoclinal fold developed at a late stage of the tectonic history. Indeed, the occurrence of schistose serpentinites implies a two-stage evolution, namely an early emplacement of the oceanic units over the Gran Paradiso basement, and a reworking of this contact allowing thin slices of continental material to be thrust over more external parts of the Gran Paradiso basement. The occurrence of synkinematic albite in the mylonites is consistent with the second deformation occurring at some stage during the exhumation history of the eclogite-facies units.

At a lower structural level than the BB' thrust, a second layer of Mesozoic rocks is found within the Prealpine gneisses (CC' on Figs. 7.8 and 7.9). This sheet is best exposed at Punta Timorion (1 km west of Punta dell'Inferno), where it consists of calcschists and metabasalts (Dal Piaz, 1928; Amstutz, 1962). Eastwards of Punta Timorion, this sheet is marked by a narrow layer of calcschists (a few metres thick on the crest at the Colle di Leviona) (Cornelius, 1934; Amstutz, 1962). Due to ice retreat, the calcschists are now outcropping at the front of the Glacier del Tuf, then disappear eastward below the morainic deposits. At the same structural level, a thin layer of albite-bearing paragneisses, initially mapped by Amstutz (1962) in the Valeille and Bardoney Valleys (Fig. 7.2), occur within the orthogneisses. These paragneisses are mapped from the western side of the Valnontey to the eastern side of the Valeille. The thickness of the paragneiss sheet increases towards the east, from about 2 m thick in the Valnontey up to about 100m at the summit of Punta di Acque Rosse. Previous studies have interpreted this paragneiss sheet within the orthogneisses as a tight, isoclinal, kilometre-scale fold (Vissers and Compagnoni, 1984) (Fig. 7.13). We consider that the eastward-narrowing sheet of Mesozoic rocks and the paragneisses mark the location of another thrust duplicating the Gran Paradiso basement (CC').

4.3 Duplication of the Gran Paradiso basement along the DD' thrust

The large number of augen gneisses causes a potential difficulty for unravelling the regional-scale structures within the Gran Paradiso unit (Fig. 7.13). A major task of the mapping work therefore was to discriminate these sheets, which could represent either

isoclinal folds resulting from the ductile deformation of a single intrusion, or different (in a favourable case) kinds of orthogneisses juxtaposed along shear zones (Fig. 7.13).

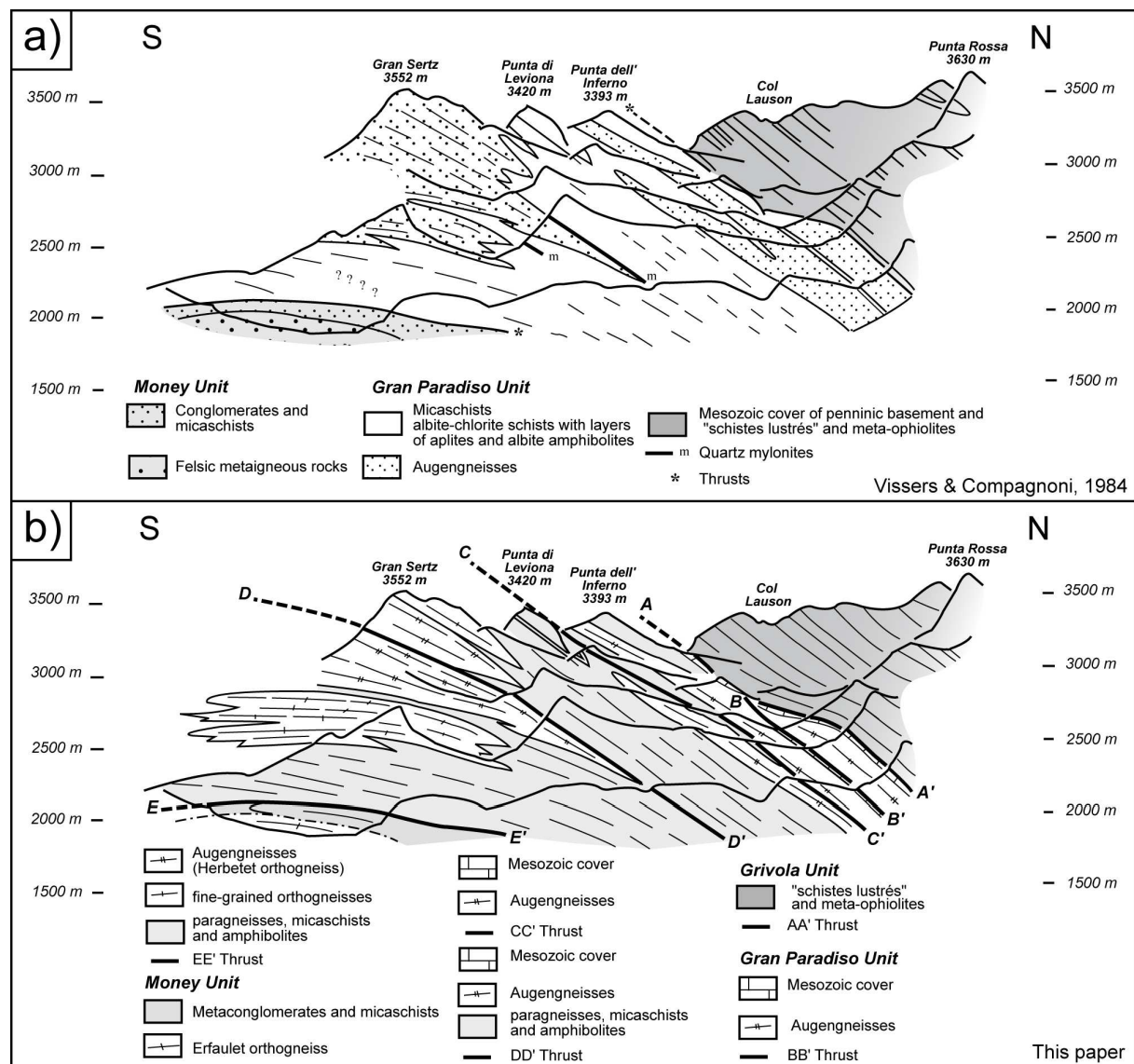


Figure 7.13. Two interpretations of the lithological and structural data along the western side of the Valnontey. The pioneering work of Vissers and Compagnoni (1984) needs reinterpretation according to new field data (see text for further details). For sake of comparison, the two versions are here redrawn on the basis of the original figure given by Vissers and Compagnoni (1984).

Amongst the various types of orthogneisses, a huge sheet of porphyritic orthogneisses (Herbetet orthogneiss on Fig. 7.2) is observed throughout the three mapped valleys, from the cliffs below the Torre di Lavina in the east to the Herbertet in the West, i.e. in an area where the dominant foliation moderately dips to the north (Figs. 7.2 and 7.9). Preliminary reconnaissance studies along the Valnontey-Valsavarenche crest, where the foliation is subhorizontal, suggest that the same sheet extends up to the Gran Paradiso summit. For sake

of clarity, it will be hereafter named Herbetet orthogneiss. As a whole, the Herbetet orthogneiss layer is characterized by abundant K-feldspar porphyroclasts, numerous flattened microgranular enclaves, and a few folded aplitic dykes. Contrary to the geological map of Amstutz (1962), according to which the orthogneiss sheet is continuous from the Valnontey to the Bardoney valleys, other authors – in accordance with our observations - indicate that this sheet does not outcrop at the bottom of the Valnontey and Valeille valleys (Compagnoni et al., 1974; Vissers and Compagnoni, 1984; Ballèvre, 1988; Elter, 1987). The thickness of the orthogneiss sheet decreases from the highest crests, where it attains about 500m, and disappears at an altitude of around 2000 m along both flanks of the Valnontey. Further east, the Herbetet orthogneiss can be followed along both flanks of the Valeille (except close to its floor, below about 2100m), and is continuous across the Bardoney valley, whose floor is located at 2200-2300m.

The **lower boundary** of the Herbetet orthogneiss sheet cuts across the layering of the underlying gneisses. In addition, several xenoliths of metasediments have been observed along the lower part of the orthogneiss. These observations suggest that the lower boundary of the Herbetet orthogneiss represents a deformed intrusive contact.

The **upper boundary** of the Herbetet orthogneiss is intensely deformed, showing a progressive transition upwards from augen-gneisses to fine-grained, augen-free, gneisses (Fig. 7.12c and d). The upper boundary corresponds thus to a mylonitic zone, up to 10 m thick. Shear bands in the mylonitic zone indicate a top-to-the-west sense of shear (Fig. 7.12c-d). The Herbetet orthogneiss is overlain by a garnet-ankerite quartzite (of probable Permian age) (Fig. 7.2), then albite-bearing paragneisses displaying numerous centimetre-sized garnet grains (Fig. 7.2). The above lithologies have been identified previously by Vissers and Compagnoni (1984) (m on their fig. 3, here reproduced as Fig. 7.13a), and by Borghi et al. (1994), who called them Tsesere gneisses. These two lithologies are easily distinguished in the field, only found in this structural position, and can be followed through the Valnontey and Valeille valleys: they are thus first-order lithological markers. To the east, the garnet-ankerite quartzite disappear laterally in the Bardoney valley, and the garnet-albite paragneisses are juxtaposed with the Herbetet orthogneiss (e.g. at the summit of the Torre di Lavina). In the westernmost part of the Valnontey, the quartzite layer and the overlying gneisses disappear at the frontal margin of the Gran Val glacier, and the shear zone juxtaposes higher up two different orthogneisses (Fig. 7.13b). We thus consider this mylonitic zone as a regional-scale shear zone (**DD'**), recognized through the three mapped valleys, where it divides the Gran Paradiso Unit into two sub-units (Fig. 7.13b). The occurrence of a narrow sheet of alleged Permian

metasediments (i.e. the garnet-ankerite quartzites) is consistent with the interpretation of the DD' shear zone as a first-order duplication within the Gran Paradiso basement.

Geological mapping indicates that the DD' shear zone moderately dips to the north in the northern part of the studied area, but becomes flat-lying towards the south. The orientation of the stretching lineation (L_{A2}) (about East-West) and shear sense (top-to-the-west) are remarkably constant regardless of the dip of the foliation (Fig. 7.3). Microscopic observations indicate that the synkinematic assemblage consists of quartz, albite, phengite, biotite and epidote. Hence shearing occurred in the epidote amphibolite facies (M_{A2}) i.e during the deformation phase D_{A2} . The shear zone DD' represents a late (i.e. post-eclogitic) thrust which internally duplicates the Gran Paradiso basement.

4.4 The Money window

The structure of the Money window also needs to be assessed. The Permo-Carboniferous Money Complex might be considered as an inverted limb of a major, regional-scale, flat-lying fold (e.g. Debelmas and Kerckove, 1980). However this possibility is ruled out for two main reasons.

Firstly, detailed mapping shows that the lithologies north of the Money metasediments have no equivalent higher up. Specifically, the fine-grained biotite-amphibole orthogneisses that outcrop in the core of the late fold cannot be followed southwards along the normal limb of this fold (Fig. 7.2 and 7.8b).

Secondly, a mylonite zone (**EE'** on Figs. 7.8, 7.9 and 7.10) has been discovered at the top of the biotite-amphibole orthogneisses, at the foot of the glacier “Coupé di Money”. A spectacular outcrop – now accessible due to ice retreat following the late warmest summers - shows the contact between the Money and the Gran Paradiso Units (Fig. 7.14). Below this contact, the S_{A1} foliation in the biotite-amphibole orthogneisses and in graphite-bearing micaschists is subvertical (Fig. 7.14a). This foliation is deformed by open to tight, decimetre-scale, folds whose axial plane is parallel to the contact with the overlying gneisses. This folding event is associated to an axial-plane crenulation cleavage, post-dating albite growth, and associated to a chlorite foliation (S_{A2}). The deformation intensity increases higher up until a narrow, locally developed, cataclastic zone (about 0.20 m thick) is attained (Fig. 7.14b). The gneisses from the Gran Paradiso Unit outcropping above the cataclasites show a prominent chlorite foliation, which is parallel to the contact (Fig. 7.14b). The mylonites bear an East-West stretching lineation and a top-to-the-west sense of shear. Therefore, we interpret the

contact between the Money Unit and the Gran Paradiso Unit as a westward thrust evolving from ductile deformation in the epidote amphibolite facies (D_{A2}) to localized, greenschist facies, ductile to semi-brittle deformation.

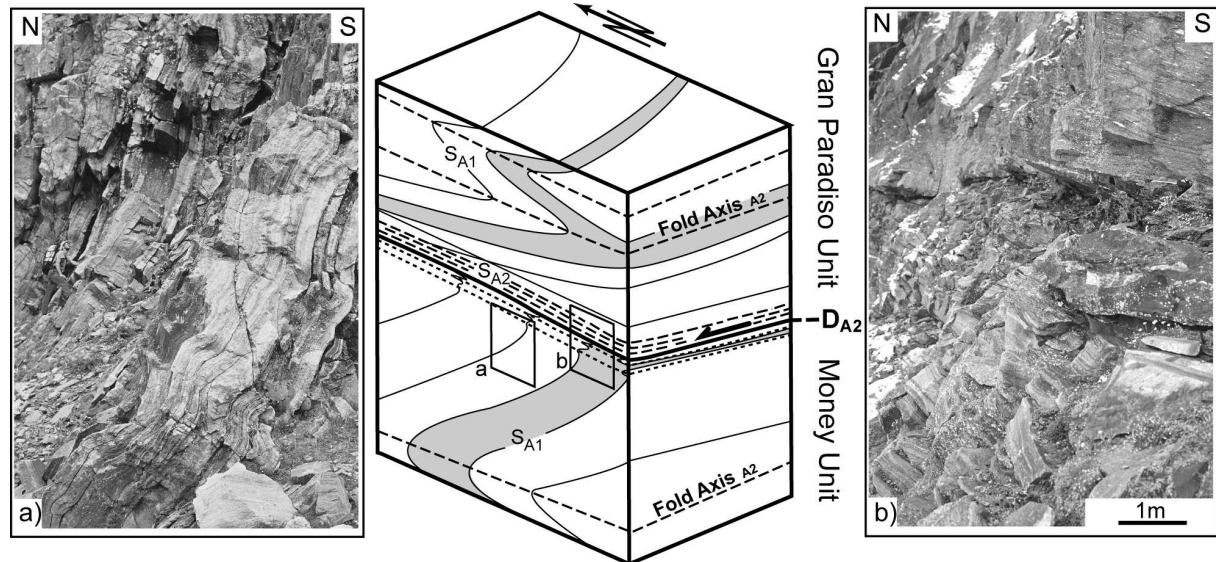


Figure 7.14. A close-up of the contact between the Money and Gran Paradiso Units at the foot of the Coupè di Money glacier. This area is now safely accessible due to ice retreat. The contact is marked by a chlorite-bearing mylonitic zone at the base of the Gran Paradiso Unit, and a flat-lying schistosity develops in the underlying gneisses.

Therefore, we consider that a tectonic contact separates the Money Unit from the overlying Gran Paradiso Unit. Nevertheless, three geometrically valid hypotheses can be put forward for delineating the geometry of the tectonic contact between the Money Unit and the overlying Gran Paradiso Unit (Fig. 7.15). In a first hypothesis, the thrust would be located at the boundary between the Money metasediments and the overlying (undifferentiated) gneisses (Compagnoni et al., 1974; Vissers and Compagnoni, 1984), the thrust contact being later folded (Fig. 7.15a). This hypothesis, although qualitatively correct, does not take into account the folded amphibole-biotite orthogneisses cut across by the mylonitic zone described above. A second hypothesis considers that two thrusts are present, an earlier (D_{A1}) thrust located at the contact between the Money Complex and the paragneisses and amphibolites, a later (D_{A2}) thrust cutting across the whole sequence (Fig. 7.15b). According to a third hypothesis, the Money Complex would have been deposited on top of the paragneisses and amphibolites (Fig. 7.15c). Discriminating between hypotheses 2 and 3 is difficult. The spatial distribution of the metaconglomerates, which are preferentially found close to the paragneisses, would favour the third hypothesis.

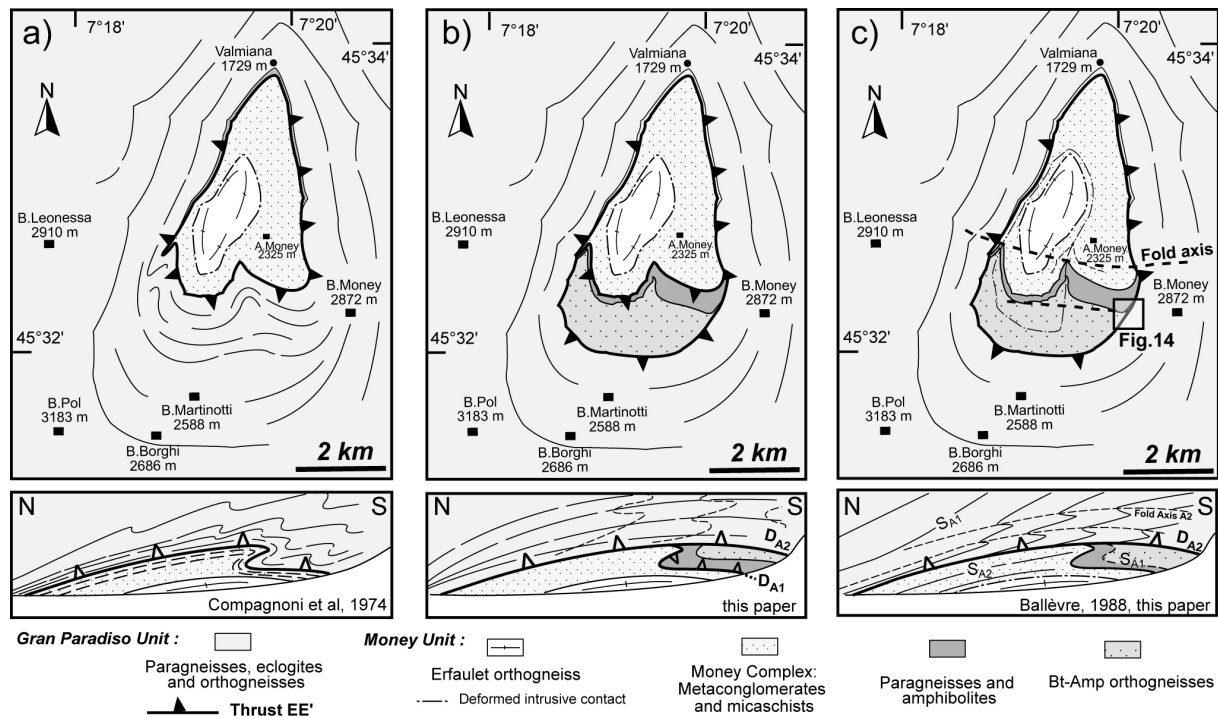


Figure 7.15. Alternative models for explaining the structure of the Money Window. See text for details.

5. Discussion

5.1 Kinematics of the Alpine deformation in the Gran Paradiso basement

In summary, the deformation history of the Gran Paradiso during Alpine orogeny can be subdivided into three main episodes (Figs. 7.16 and 7.17).

A first eclogite facies event is only locally preserved in the Gran Paradiso Unit, either in mafic rocks that have not been deformed later or as a relic schistosity (S_{A1}) in some micaschists. The kinematics associated to this deformation (D_{A1}) is at best poorly defined. In the Gran Paradiso massif, eclogite-facies assemblages in mafic rocks display a N-S stretching lineation (D_{A1}) which is related to the burial stage of the continental basement. An eclogite-facies, N-S trending, stretching lineation has been also reported in the eclogitic micaschists of the Sesia zone (Vuichard, 1986). Later studies have also revealed an early stage of top-North thrusting along the Penninic Fault (Ceriani et al., 2001; Ceriani and Schmid, 2004). The North-South deformation could be related either to the plate convergence direction at that time (Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989) or, more plausibly, to a sinistrally transpressive collision (Schmid and Kissling, 2000).

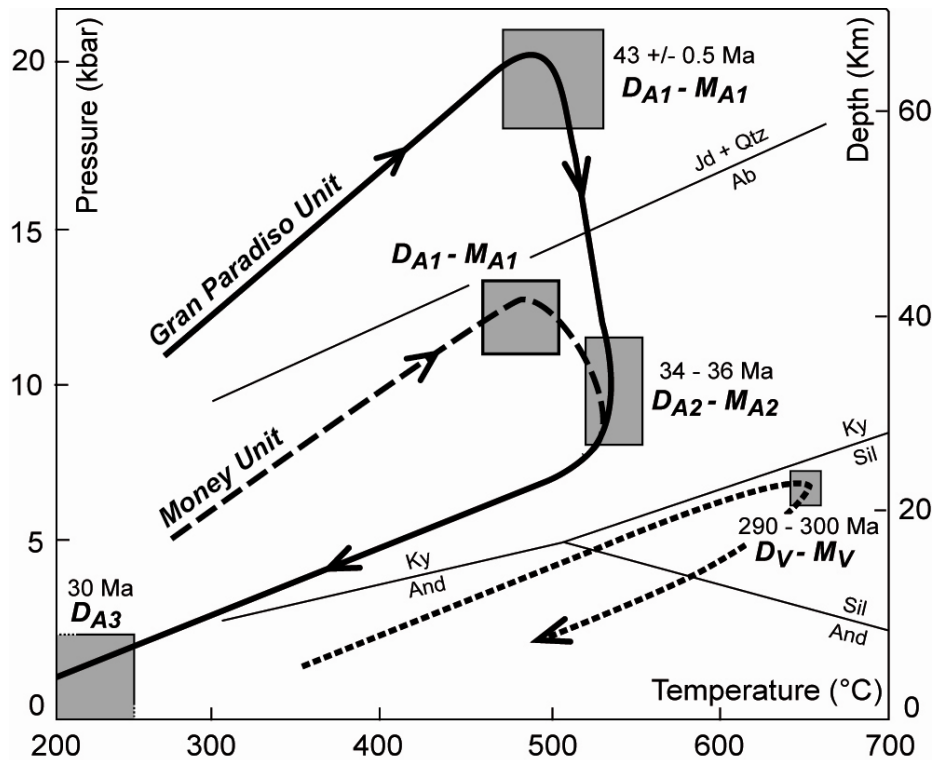


Figure 7.16. Summary of the petrological data on the P-T-time evolution of the Gran Paradiso and Money Units (see text for sources of data). The Prealpine history results from cooling after a regional, amphibolite-facies, metamorphism (Le Bayon et al., 2006). Peak P-T conditions are higher in the Gran Paradiso Unit, where eclogite-facies relics are found, than in the Money Unit, where the earliest foliation (S_{A1}) developed in the albite stability field. Both Units were deformed together at epidote amphibolite facies conditions (D_{A2}), before final cooling and brittle deformation (D_{A3}). Geochronological data constraining the timing of the P-T path are taken from Meffan-Main et al. (2004) and Hurford and Hunziker (1989).

The second and major deformation event took place in the epidote amphibolite facies (i.e. during albite growth). This D_{A2} deformation is associated to a top-to-the-west sense of shear. Displacement along four major thrusts (AA', BB', CC' and DD') took place during this episode. This main deformation (D_{A2}) is characterized by a gently dipping foliation in the northern part of the area and a sub-horizontal foliation toward the south. This foliation, defining a broad regional dome structure of the Gran Paradiso massif, occurred in the epidote amphibolite facies (M_{A2}). Hence, this foliation (S_{A2}) is produced during a low-pressure metamorphic event, associated to the late exhumation stage of the eclogitic basement. Stretching lineations and folds axes associated to this deformation show an E-W trend. Stretching lineations, fold axes and sense of shear are consistent over the whole area studied here. A top-to-the-west sense of shear associated to the D_{A2} deformation in the epidote amphibolite-facies, indicates a top-to-the-west displacement during the exhumation. Localization of the deformation close to the thrust contact between the Gran Paradiso and Money Units characterizes the waning stages of the D_{A2} event.

Brittle, east-west trending, normal faults cut across the entire nappe stack (D_3). The observed pattern of faulting indicates an overall N-S to NNE-SSW direction of extension, an observation consistent with data from nearby areas (Ring, 1994; Bistacchi et al., 2001; Champagnac et al., 2004). This faulting event has not been studied here in detail, because the amount of displacement along the faults is negligible and because it post-dates the main exhumation of the nappe stack.

		Ages	Gran Paradiso Unit	Money Unit	Interpretation
Alpine collision history	D _{A4}	20-24 Ma FT apatite 30+/-1 Ma FT Zircon	Late E-W trending normal faults with negligible or minor displacement		
	D _{A3}	34-36 Ma Rb-Sr Ms	Mylonitic zone at the contact between the Money and GP units (greenschist facies).		Final emplacement of the Gran Paradiso Unit over the Money Unit
			Open folds with subhorizontal axial planes (no associated schistosity)	Tight folding associated to a penetrative crenulation cleavage in the Money Complex (greenschist facies)	
	D _{A2} - M _{A2}		Main phase of ductile deformation at albite-epidote amphibolite facies conditions E-W trending stretching lineation with top-to-the-West shear sense		Main phase of deformation, due to westward shearing during exhumation.
	D _{A1} - M _{A1}	43+/-0.5 Ma Rb-Sr Micas	Eclogite-facies relics (P=21-23 kbar, T=540-570°C)	Blueschist-facies (?) relics	Burial of the continental margin in the subduction zone
			Calcschists (Lias) Carbonates and evaporites (Triassic)		Sedimentation in the palaeomargin
Pre-Alpine history	D _v - M _v	270-300 Ma U-Pb Zircon	Granitic intrusions (Herbetet, ...) and associated hornfelses	Granitic intrusion (Erfaulet)	Variscan Orogeny
				Money Complex (Permo-Carboniferous)	
			Regional metamorphism (amphibolite facies) and associated deformation		

Figure 7.17. A summary of the deformation history of the Gran Paradiso massif. Sources of petrological and geochronological data are acknowledged in the text.

5.2 Exhumation mechanism of the Gran Paradiso basement

Three main classes of models are able to explain the domal structure of the basement windows in the Western Alps.

The first model involves a large-scale fold nappe ("Penninic fold") (Argand, 1911; Debelmas and Kerckove, 1980; Vissers and Compagnoni, 1984; Schmid and Kissling, 2000; Schmid et al., 2004), the domal structure resulting from post-nappe folding during further horizontal shortening. Although kilometre-scale isoclinal folds have been mapped in the course of this study in the Gran Paradiso massif, it has also been shown that they occur inside volumes bounded by major ductile shear zones cutting across the whole Gran Paradiso massif. These internal thrusts (named BB', CC' and DD') duplicate the continental basement. Another major tectonic contact (EE') separates the Money Unit and the overlying Gran Paradiso Unit. Therefore, we consider that the occurrence of mylonitic zones between the different subunits indicates that the domal structure of the Gran Paradiso does not simply result from post-nappe folding of an early, flat-lying, fold.

According to a second model, the domal structure of the Gran Paradiso massif would result from an antiformal stack of thin (less than about 2 km) sheets of deformed Prealpine basement rocks. Such a model is consistent with the occurrence of a growing collisional wedge with major ductile shear zones always displaying an E-W stretching lineation associated to a top-to-the-west sense of shear, and therefore duplicating the Prealpine basement. These major shear zones would have been active during exhumation of the eclogite-facies continental basement of the Gran Paradiso massif. Some of the shear zones could potentially derive from extreme attenuation of the inverted limbs of former, flat-lying, isoclinal folds. In this sense, the second model would represent a more advanced stage of ductile deformation compared to the first model.

A third model, based on field observations in the south-western part of the Gran Paradiso massif, involves "vertical indentation of the high pressure units by the stacking of deep crustal slices, in front of the rigid Adriatic mantle back-stop, during continuous convergence" (Rolland et al., 2000). Early ductile structures (i.e. the flat-lying foliation and the associated E-W trending stretching lineation) would have been due to vertical shortening, with opposite shear sense depending upon the foliation attitude. These early structures are overprinted by late, steeply-dipping, brittle, normal faults. A similar model has been invoked for explaining, late, brittle normal faults westward of the Dora-Maira massif (Tricart et al., 2004). In the area studied, we consider that the kinematics of the early, ductile, structures

indicates top-to-the-west shearing, and that the amount of displacement involved during the brittle stage is negligible. Rather than putting emphasis on the vertical displacement (Rolland et al., 2000), we consider it as a corollary effect of displacement along slightly-dipping thrusts, combined with erosion at the surface (and eventually extension at higher structural levels than those presently exposed in the Gran Paradiso massif). This would be consistent with field data from adjoining areas (Bucher et al., 2003; Reddy et al., 2003) and geometrical and numerical models of the Alpine belt (Escher and Beaumont, 1997; Pfiffner et al., 2000).

6. Conclusion

Integration of the structural, stratigraphical, petrological and geochronological data allows for a kinematic model to be presented (Fig. 7.18). The first cross-section shows the Alpine domain during the Paleocene (60-55 Ma), at a moment where subduction of the Austroalpine domain (i.e. the Sesia Zone) had already taken place (Fig. 7.18a). A narrow rift (i.e. the Valaisan rift) separates the European palaeomargin to the West and the Briançonnais microcontinent to the East. The Gran Paradiso basement is considered to have belonged to the ocean-facing part of the Briançonnais microcontinent. Plate convergence first resulted in the subduction of part of the Adriatic palaeomargin (the future Sesia zone), dated at about 65-70 Ma (Duchêne et al., 1997; Cortiana et al., 1998; Rubatto et al., 1999; Liermann et al., 2002). Erosion of the resulting mountain belt, which was located at the emplacement of the Southern Alps, is recorded in the deep-water sedimentation of the Upper Cretaceous-Palaeocene Helminthoid flysch (dotted area of figure 7.18a), deposited at the top of the oceanic (= pre-collisional) accretionary wedge, and now part of the nappe pile constituting the Prealpine klippen.

Continuing convergence led to final closure of the Piemont-Ligurian ocean, in the range of 50-40 Ma (Duchêne et al., 1997; Rubatto et al., 1998; Amato et al., 1999; Lapen et al., 2003), followed by subduction of the Briançonnais microcontinent, as recorded by peak P-T conditions in the internal part of this microcontinent. Indeed, the Gran Paradiso unit record P-T conditions of the order of 21-23 kbar and 540-570°C (Vidal et al., 2001; Wei and Powell, 2003 and 2004; Meffan-Main et al., 2004) or 17-20 kbar, 500°C (Le Bayon et al., 2006). Recent data suggest a Middle Eocene age (40-45 Ma) for this high-pressure stage (Meffan-Main et al., 2004). Thus, the Gran Paradiso basement is subducted down to a depth of around 60-70 km (Fig. 7.18b). Even at such great depths, some volumes escaped the Alpine deformation, and were left undeformed during the subsequent history. Consequently, these

volumes record the Prealpine structures within the continental crust of the Briançonnais microcontinent (Fig. 7.5-7), despite having been submitted to eclogite-facies conditions. This second cross-section shows that the Money Unit was subducted at lower depths (around 40 km) than the Gran Paradiso Unit, because the high pressure metamorphic stage (stage 1) occurred at a lower pressure in the Money Unit than in the Gran Paradiso Unit (see above). Because the main decollement of the Mesozoic cover along the Triassic evaporites should have occurred at this stage, the Mesozoic cover escaped the Alpine metamorphism and was finally accreted at the front of the orogen in (i.e. the Prealpine nappes). At the same time, the Prealpine basement of the Briançonnais microcontinent was subducted at great depth.

Further horizontal shortening led to thrusting of the Gran Paradiso basement over a more external part of the Briançonnais microcontinent, namely the Money Unit (Fig. 7.18c). Nappe stacking is associated to the main ductile deformation, characterized by a top-to-the-west sense of shear. It occurred at decreasing pressure conditions (down to about 5 kbar) and at about 34-39 Ma (Freeman et al., 1997, Meffan-Main et al., 2004). It is here suggested that thrusting of the Gran Paradiso basement was accompanied by a decollement at the boundary between the lower (predominantly granulitic) and upper (predominantly granitic) crust, explaining why only middle to upper crustal rocks are presently found in the Gran Paradiso basement.

At higher structural levels, the nappe stack is lately deformed by the classical East-verging backfolds or backthrusts (“pli en retour” of the Valsavarenche; Argand, 1911) (Fig. 7.18d), whose interpretation remains controversial. While backthrusting (i.e. steeply-dipping East-verging thrusts) is favoured by some authors (Ballèvre et al., 1986; Freeman et al., 1997), other authors argue that the earlier thrusts have been lately refolded by folds with subhorizontal axial planes (Bucher et al., 2003, 2004). Further constraints on the large-scale setting are provided by fission-track ages on zircon of around 30 Ma (Hurford and Hunziker, 1989), indicating that the Gran Paradiso was located at a depth of around 8 km during the Early Oligocene. The emplacement of a few granitoids along the Insubric Fault (Rosenberg, 2004), like the Biella and Traversella intrusions, dated at around 33 Ma, could have been triggered by slab breakoff (von Blanckenburg and Davies, 1995).

From the Early Miocene onwards (Fig. 7.18e), the thrusts will continue to propagate towards the foreland of the Western Alps. Crustal shortening was still active, but the main displacement took place along thrusts located in the external zones, recorded by the inversion of the tilted blocks of the European palaeomargin (Mont Blanc, Aiguilles Rouges) e.g. Leloup et al., 2005) and the westward propagation of the foreland (flysch to molasse) basin (e.g.

Sinclair, 1997) (Fig. 7.18e). Deformation in the internal zone is now dominated by E-W trending, normal, faults (D_{A3}). Displacement along these faults is negligible and cannot account for the main part of the exhumation history.

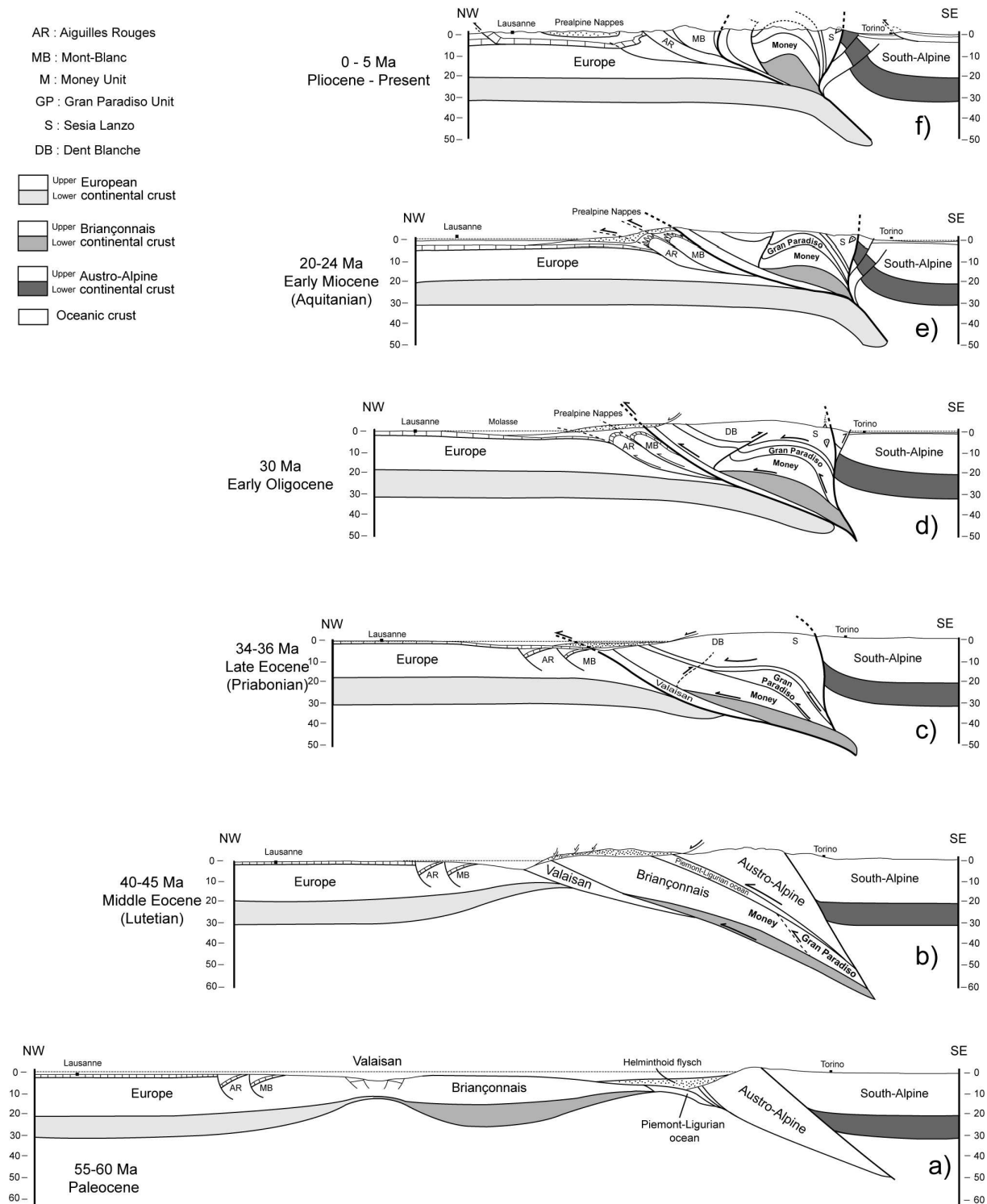


Figure 7.18. Tectonic evolution of the Western Alps along a Lausanne-Torino traverse. The scheme emphasizes continuing crustal shortening during exhumation of the eclogite-facies Gran Paradiso massif.

The Plio-Quaternary evolution is marked by the Jura displacement over the Bresse graben and by northwestward thrusting south of Torino, at the leading edge of the Apennine collision zone (Fig. 7.18f). This has allowed denudation of the Oligo-Miocene sequence of the Torino and Monferrato areas, which nicely preserves the sedimentary record of the erosion of the eclogite-facies units of the Western Alps (Polino et al., 1991).

Therefore, the antiformal doming of the Gran Paradiso basement was produced during crustal shortening, coeval with erosion-driven exhumation of the eclogite-facies continental basement, a conclusion consistent with earlier models (e.g. Dal Piaz, 1999; Schmid and Kissling, 2000).

Acknowledgments

Many thanks are due to various colleagues from Rennes University (J.-P. Brun, S. Fourcade, D. Gapais, P. Gautier, F. Cagnard) as well as other institutions (J.-M. Lardeaux, B. Lombardo) for providing insightful discussions at different stages of this work. Formal reviews by J.-P. Burg and G.V. Dal Piaz, as well as a detailed critical review by S. Schmid, helped very much refining both language and content of this paper. We also appreciate support from the Ente Parco Nazionale Gran Paradiso for allowing field work and rock sampling during three summer seasons. Financial support from the Ministère de l'Education Nationale (through a doctoral grant to BLB) and of the INSU-CNRS (through the program Dynamique et Evolution de la Terre Interne) is also appreciated.

References

- Amato, J.M., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Beard, B.L., 1999. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 425-438.
- Amstutz, A., 1962. Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. *Archives des Sciences* 15, 1-104.
- Argand, E., 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse* 31, 1-25.
- Avigad, D., Chopin, C., Le Bayon, R., 2003. Thrusting and extension in the Southern Dora-Maira Ultra-High-Pressure Massif (Western Alps): View from Below the Coesite-Bearing Unit. *Journal of Geology* 111, 57-70.
- Ballèvre, M., 1984. Cinématique éoalpine et alpine des unités majeures sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris II* 299, 981-984.

- Ballèvre, M., 1988. Collision continentale et chemins P-T: L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). Mémoires et Documents du Centre Armoricaire d'Etudes Structurales des Socles 19, 352p.
- Ballèvre, M., Kiénaast, J.-R. & Vuichard, J.-P. 1986. La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes Occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 79, 57-74.
- Barnicoat, A. C., Fry, N., 1986. High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. *Journal of the Geological Society of London* 143, 607-618.
- Battiston, P., Benciolini, L., Dal Piaz, G. V., De Vecchi, G., Marchi, G., Martin, S., Polino, R., Tartarotti, P. 1984. Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. *Memorie della Società Geologica Italiana* 29, 209-232.
- Bearth, P., 1952. Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Beiträge Geologische Karte Schweiz. Neue Folge*. 96, 1-94.
- Bearth, P., 1967. Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beiträge Geologische Karte Schweiz. Neue Folge*. 132, 1-130.
- Benciolini, L., Martin, S., Tartarotti, P., 1984. Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità Piemontesi della valle di Campiglia. *Mem. Soc. geol. It* 29, 127-151.
- Bertrand, J.-M., 1968. Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géologie Alpine* 44, 57-87.
- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D., Gattiglio, M., 2000. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the Prealpine basement in the internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 80, 225-248.
- Bigi, G., Castellarin, A., Coli, M., Dal Piaz, G.V., Sartori, R., Scandone, P., Vai, G.B., 1990. Structural model of Italy, sheet . C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- Biino, G., Pognante, U., 1989. Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (western Alps, Italy): Early-Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos* 24, 3-19.
- Bistacchi, A., Dal Piaz, G. V., Massironi, M., Zattin, M. & Balestrieri, M. L. 2001. The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *International Journal of Earth Sciences* 90, 654-667.
- Borghi, A., Cadoppi, P., Porro, A., Sacchi, R., 1985. Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps). *Bollettino del Museo Regionale di Scienze Naturale, Torino* 3, 369-380.
- Borghi, A., Compagnoni, R., Sandrone, R., 1994. Evoluzione termo-tettonica alpina nel settore settentrionale del Massiccio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Ticinensi Scienze della Terra ser.sp.* 1, 137-152.
- Borghi, A., Compagnoni, R., Sandrone, R., 1996. Composite P-T paths in the Internal Penninic Massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution.

- Eclogae Geologicae Helvetiae 89, 345-367.
- Brouwer, F.M., Vissers, R.L.M., Lamb, W.M., 2002. Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 450-470.
- Brouwer, F. M., Van de Zedde, M.J.R., Wortel, M.J.R., Vissers, R.L.M., 2004. Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 185-199.
- Brückner, W. 1941. Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 34, 117-134.
- Bucher, S., Schmid, S.M., Bousquet, R., Fügenschuh, B., 2003. Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting? *Terra Nova* 15, 109-117.
- Bucher, S., Ulardic, C., Bousquet, R., Ceriani, S., Fügenschuh, B., Gouffon, Y. & Schmid, S., 2004. Tectonic evolution of the Briançonnais units along a transect (ECORS-CROP) through the Italian-French Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 321-345.
- Callegari, E., Compagnoni, R. & Dal Piaz, G. V., 1969. Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Bolletino della Societa Geologica Italiana* 88, 59-69.
- Carpena, J. & Mailhé, D., 1984. Plis en fourreau hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes). *Comptes-Rendus Académie des Sciences de Paris II* 298, 415-418.
- Ceriani, S., Fügenschuh, B. & Schmid, S. M. 2001. Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *International Journal of Earth Sciences* 90, 685-702.
- Ceriani, S. & Schmid, S. M. 2004. From N-S collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97(3), 347-369.
- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B. & Burkhard, M. 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova* 16, 232-242.
- Chessex, R., Delaloye, M., Krummenacher, D. & Vuagnat, M., 1964. Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 44, 43-60.
- Chopin, C., 1981. Talc-phengite : a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *Journal of Petrology* 22, 628-650.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 107-118.
- Chopin, C., 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 1-14.

- Chopin, C., Maluski, H., 1980. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking-temperature concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74, 109-122.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P. R., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J.-P. 1986. Deformation and motion in the western Alpine arc. *Tectonics* 5, 215-226.
- Compagnoni, R., Elter, G., Lombardo, B., 1974. Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Memorie della Società Geologica Italiana, Supplemento 1 XIII*, 227-239.
- Compagnoni, R., Hirajima, T., 2001. Superzoned garnets in the coesite-bearing Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira massif, Western Alps, and the origin of the whiteschists. *Lithos* 57, 219-236.
- Compagnoni, R., Lombardo, B., 1974. The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 30, 223-237.
- Compagnoni, R., Prato, R., 1969. Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 88, 537-549.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G.V., Hunziker, J., Gosso, G., Lombardo, B., Williams, P.F., 1977. The Sesia-Lanzo zone: a slice of continental crust, with Alpine HP/LT assemblages in the Western Italian Alps. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* 33, 281-334.
- Cornelius, H.P., 1934. Das Profil des Col Lauson. *Mitteilungen der geologische Gesellschaft in Wien* 27, 132-X.
- Cortiana, G., Dal Piaz, G.V., Del Moro, A., Hunziker, J.C., Martin S., 1998. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr dating on the Pilonet klippe and Sesia-Lanzo basal slice in the Ayas valley, and evolution of the Austroalpine-Piedmont nappe stack. *Mem. Sci. Geol.* 50, 177-194.
- Dal Piaz, G., 1928. Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon. *Memorie dell'Istituto Geologico della Reale Università di Padova VII*, 83p.
- Dal Piaz, G.V., 1999. The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. In: 3th Workshop on Alpine Geological Studies. *Mem. Sci. Geol.*, 51, 155-176.
- Dal Piaz G.V., Bistacchi A. & Massironi M., 2003. Geological outline of the Alps. *Episodes*, 26/3, 175-180.
- Dal Piaz G.V., Hunziker J.C. & Martinotti G., 1972. La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11: 433-466.
- Dal Piaz, G.V. & Lombardo, B., 1986. Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement of the northwestern Alps. In "Blueschists and eclogites" (Evans, B.W. and Brown, E.H. eds). *Geological Society of America Memoir* 164, 249-265.
- Debelmas, J., Kerckove C., 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, 56, 21-58.
- Droop, G.T.R., Lombardo, B., Pognante, U., 1990. Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In "Eclogite-facies rocks" (Carswell, D.A. ed.), Blackie, Glasgow and London., 225-259.

- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* 387, 586-589.
- Elter, G., 1960. La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova* 22, 114p.
- Elter, G., 1971. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes graies). *Géologie Alpine* 47, 147-169.
- Elter, G., 1972. Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 28, 19p.
- Elter, G., 1987. Carte géologique de la vallée d'Aoste, échelle 1/100000. Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali (CNR), Torino.
- Escher, A., Beaumont, C., 1997. Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of structural geology* 19, 955-974.
- Eskola, P., 1939. Die metamorphen Gesteine: ein Lehrbuch der Petrogenese. In: *Die Entstehung der Gesteine* (edited by Barth, T. F. W., Correns, C. W. & Eskola, P.). Springer-Verlag, Berlin, 263-422.
- Freeman, S. R., Inger, S., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics* 16, 57-76.
- Frisch, W., 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics* 60, 121-139.
- Gosso, G., Dal Piaz, G.V., Piovano, V., Polino, R., 1979. High pressure emplacement of early-alpine nappes, postnappes deformations and structural levels (internal northwestern Alps). *Memorie dell'Istituto di Geologica e Mineralogia della Università di Padova* 32, 1-15.
- Gradstein, F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J., 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes* 27, 83-90.
- Hermann F., 1928. Sulla tectonica valdostana. *Memorie dell'Istituto Geologico della Reale Università di Padova* VII, 18p.
- Hurford, A. J., Hunziker, J.C., 1989. A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 69, 319-329.
- Inger, S., Ramsbotham, W., 1997. Syn-convergent exhumation implied by progressive deformation and metamorphism in the Valle dell'orco transect, NW Italian Alps. *Journal of the Geological Society of London*, 154, 667-677.
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A. & Rex, D.C., 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to*

- Mineralogy and Petrology 126, 152-168.
- Jeanbourquin, P. 1988. Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 81(2), 511-538.
- Jordan, P. 1992. Evidence for large-scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland: An overview. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 85, 677-693.
- Kassem, O.K., Ring, U., 2004. Underplating-related finite-strain patterns in the Gran Paradiso massif, Western Alps, Italy : heterogeneous ductile strain superimposed on a nappe stack. *Journal of the Geological Society of London* 161, 875-884.
- Keller, L.M., Abart, R., Stünitz, H., de Capitani, C., 2004. Deformation, mass transfer and mineral reactions in an eclogite facies shear zone in a polymetamorphic metapelite (Monte Rosa nappe, western Alps). *Journal of metamorphic Geology* 22, 97-118.
- Keller, L. M., Hess, M., Fügenschuh, B. & Schmid, S. M. 2005. Structural and metamorphic evolution of the Camughera – Moncucco, Antrona and Monte Rosa units southwest of the Simplon line, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 98(1), 19-49.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.
- Lacassin, R., 1987. Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa nappe, Western alps. *Tectonics* 6, 69-88.
- Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L., Amato, J.M., 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 57-72.
- Le Bayon, B., Ballèvre, M., 2004. Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous - Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, Western Alps). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1079-1089.
- Le Bayon, B., Pitra, P., Ballèvre, M., Bohn, M., 2006. Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnets (Gran Paradiso nappe, Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology* (accepted).
- Le Goff, E., Ballèvre, M., 1990. Geothermobarometry in albite-garbet orthogneisses: a case of study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). *Lithos* 25, 261-280.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R. & Lacassin, R. 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics* 24, TC4002.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.-C., Tricart, P., 2000. De l'océan à la chaîne de montagnes. *Tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach Science Publishers, Paris, 208p.
- Liermann, H.-P., Isachsen, C., Altenberger, U. & Oberhänsli, R. 2002. Behavior of zircon during high-pressure, low-temperature metamorphism: Case study from the Internal Unit of the Sesia Zone (Western Italian Alps). *European Journal of Mineralogy* 14, 61-71.
- Masson, H., 1972. Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 65, 1, 27-41.

- Meffan-Main, S., Cliff, R. A., Barnicoat, A. C., Lombardo, B., Compagnoni, R., 2004. A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso, western Alps: a Rb-Sr microsampling study. *Journal of metamorphic Geology* 22, 267-281.
- Michard A., 1967. Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Editions du CNRS, Paris, 448p.
- Michard, A., Chopin, C., Henry, C., 1993. Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics* 221, 173-193.
- Nowlan, E.U., Schertl, H.-P., Schreyer, W., 2000. Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western alps. *Lithos* 52, 197-214.
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Engi, M., Goffé, B., Gosso, G., Handy, M., Hock, V., Koller, F., Lardeaux, J.-M., Poliano, R., Rossi, P., Schuster, R., Schwarz, S., Spalla, Y., 2004. Metamorphic structure of the Alps (1/1000 000), Commission for the Geological map of the world. (UNESCO), Paris.
- Pennachioni, G., 1988. Studio geologico del tratto meridionale della dorsale tra Valnontey e Valeille (Cogne, valle d'Aosta). *Memorie di Scienze Geologiche*, XI, 333-354.
- Perello, P., Delle Piane, L., Piana, F., Stella, F., Damiano, A., 2004. Brittle post-metamorphic tectonics in the Gran Paradiso Massif (north-western Italian Alps). *Geodinamica Acta* 17, 71-90.
- Pfiffner, O.A., Ellis, S., Beaumont, C., 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps: insights from geodynamic modelling. *Tectonics* 19, 1065-1094.
- Philippot P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian Western Alps. *Tectonics* 9, 1143-1164.
- Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., Dewey, J. F., Helman, M., Parisch, M., Shepley, M. G., Wallis, S. & Weston, P. J. 1989. Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature* 337, 158-161.
- Pognante, U., Talarico, U., Rastelli, N., Ferrati, N., 1987. High pressure metamorphism in the nappes of the valle dell'Orco traverse (Western Alps collisional belt). *Journal of metamorphic Geology* 5, 397-414.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V., 1978. Geologia dell'alta Val d'Isère e del bacino del Lago Serrù (Alpi Graie). *Memorie dell'Istituto di Geologica e Mineralogia della Università di Padova* 32, 1-19.
- Polino R., Ruffini R., Ricci B., 1991. Le molasse terziarie della Collina di Torino: relazioni con la cinematica alpina. *Atti Ticinensi Scienze della Terra* 34, 85-95.
- Reddy, S.M., Wheeler, J., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., Freeman, S., Inger, S., Pickles, C., Kelley, S.P., 2003. Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen. *Tectonophysics* 35, 77-102.
- Reinecke, T., 1998. Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps. *Lithos* 42, 147-189.

- Ring, U. 1994. Late Alpine kinematics of the Aosta fault (northwestern Italian Alps). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 1994(7), 434-442.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., Nicollet, C. 2000. Extension synconvergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). *Geodinamica Acta* 13, 133-148.
- Rosenberg, C. L. 2004. Shear zones and magma ascent : a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics* 23, TC3002.
- Rubatto, D., Gebauer D., Fanning, M. 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution for the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 269-287.
- Rubatto, D., Gebauer, D., Compagnoni, R. 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 167, 141-158.
- Sandrone, R., Cadoppi, P., Sacchi, R., Vialon, P., 1993. The Dora-Maira Massif. In J.F. von Raumer, F. Neubauer (eds) *Pre-Mesozoic geology of the Western Alps*, Springer-Verlag, Berlin, 317-325.
- Schaad, W. 1995. Die Entstehung von Rauhwacken durch die Verkarstung von Gips. The origin of rauhwakes (cornieules) by the karstification of gypsum. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 88(1), 59-90.
- Schertl, H.P., Schreyer, D., Chopin, C., 1991. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora-Maira Massif, Western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and P-T path. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108, 1-21.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004a. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 93-117.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. 2004b. TRANSMED transects IV, V and VI: three lithospheric transects across the Alps and their forelands. In: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean region from crust to mantle* (edited by Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M. & Ziegler, P. A.). Springer-Verlag, Berlin.
- Schmid, S. M. & Kissling, E. 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62-85.
- Schreyer, W., 1995. Ultradeep metamorphic rocks: the retrospective viewpoint. *Journal of Geophysical Research* 100 (B5), 8353-8366.
- Simon, G., Chopin, C., Schenk, V., 1997. Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 37-57.
- Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109, 324-346.
- Spalla, M. I., Lardeaux, J.-M., Dal Piaz, G. V., Gosso, G. & Messiga, B. 1996. Tectonic significance

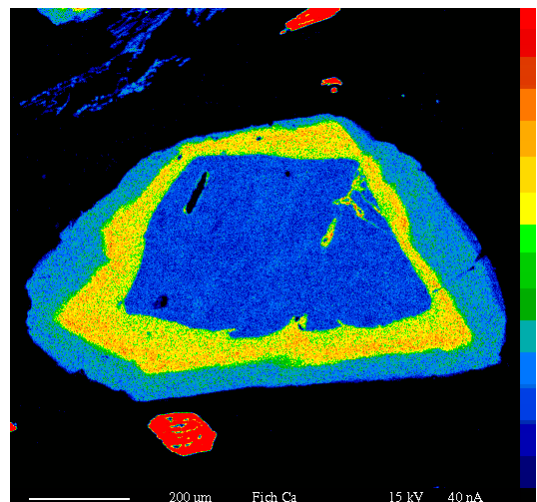
- of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics* 21, 257-285.
- Stampfli, G.M., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae Geologicae Helveticae* 86, 1-45.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C. & Lardeaux, J.-M. 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). *Journal of Structural Geology* 26, 1633-1645.
- Vearncombe, J.R., 1982. Tectonic significance of Triassic dolomite and cargneules in the Gran Paradiso region, Western Alps. *Geological Magazine* 119, 301-308.
- Vearncombe, J. R. 1985. The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae* 78, 49-72.
- Vialon, P., 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse Doctorat Etat, Univ. Grenoble, 282p.
- Vidal, O., Parra, T., Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kbar range. *American Journal of Science* 301, 557-592.
- Vissers, R.L.M., Compagnoni, R., 1984. The structure of the Gran Paradiso basement (Pennine Zone, Italian Western alps). *Geol. Mijn.* 63, 89-92.
- Von Blanckenburg, F. & Davies, J. H. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14, 120-131.
- Vuichard, J. P. 1986. Cinématique éoalpine et alpine en zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales internes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris II*(303), 1333-1338.
- Warrack, M., 1974. The petrography and origin of de dolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieule", in the Fréjus region, French Alps. *Journal of the Geological Society of London* 130, 229-247.
- Wei, C. & Powell, R. 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) with application to natural rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 301-315.
- Wei, C. & Powell, R. 2004. Calculated phase relations in high-pressure metapelites in the system NKFMASH (Na_2O - K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). *Journal of Petrology* 45, 183-202.
- Weidmann, M. 1971. Cargneules ou cornieules? *Eclogae Geologicae Helveticae* 64, 47-51.
- Wheeler, J. 1991. Structural evolution of a subducted continental sliver: the northern Dora Maira massif, Italian Alps. *Journal of the Geological Society of London* 148, 1101-1113.

PARTIE 3

ANALYSE PETROLOGIQUE D'UNE CROUTE CONTINENTALE SUBDUCTEE (MASSIF DU GRAND PARADIS, ALPES OCCIDENTALES)

Chapitre 8

Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnets (Gran Paradiso nappe, Western Alps).



*Image de répartition du calcium dans un grenat
du Grand-Paradis (microsonde électronique)*

Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnets (Gran Paradiso nappe, Western Alps).

B. LE BAYON¹, P. PITRA¹, M. BALLEVRE¹ & M. BOHN²

¹ *Equipe Lithosphère, Géosciences Rennes (UMR-CNRS 6118), Université de Rennes 1, F-35042 Rennes Cedex, France.*

² *Microsonde Ouest, IFREMER and CNRS, Centre de Brest, BP70, F-29280, Plouzané, France*

Corresponding author:

Benjamin Le Bayon

Phone (0033) 2 23 23 67 83

Fax (0033) 2 23 23 56 80

e-mail: benjamin.lebayon@univ-rennes1.fr

Short title: Multi-stage garnets in the Gran Paradiso

Journal of Metamorphic Geology – Sous presse

ABSTRACT

Garnet-chloritoid-bearing micaschists from the Gran Paradiso massif (Western Alps) contain evidence of a polymetamorphic evolution. Detailed textural observations reveal that two stages of garnet growth are present in the micaschists, interpreted as (i) relics of an early metamorphism of pre-Alpine age and (ii) newly-grown Alpine garnets, respectively. Both generations of garnet preserve growth zoning. From THERMOCALC-based numerical modelling of mineral assemblages in PT pseudosections, we infer that garnet 1 grew at increasing temperature and slightly increasing pressure, whereas garnet 2 grew at decreasing pressure and slightly increasing temperature. Estimated P-T conditions are of about 620°C, 6 kbar for the peak of the pre-Alpine event, and of 490°C, 18-20 kbar for the pressure peak of the Alpine event. Modelling of the modal proportion and chemical composition of garnet (i) shows that the subsequent decompression (to 14-15 kbar at 550°C) must have been accompanied by moderate heating and (ii) does not support a stage of final temperature increase following decompressional cooling. This argues against a late thermal pulse associated with mantle delamination. Preservation of growth zoning in both generations of garnet and the limited amount of diffusive reequilibration at the boundary between the two garnets suggests that the studied rocks enjoyed a fast burial and exhumation rate, consistent with data obtained in other internal Alpine units.

Key words: Western Alps, Gran Paradiso, multi-stage garnet, P-T history, pseudosections

INTRODUCTION

Most collision zones involve slices of continental crust that have been reworked during several, possibly unrelated, episodes. During the later metamorphic episodes, relics of the early history are progressively erased. However, traces of earlier metamorphic stages can be preserved either in low-strain domains, or within relic prekinematic phases in high-strain domains (e.g. garnets). Therefore, identification of several growth stages of garnet porphyroblasts is a potential tool for deciphering such complex histories.

Criteria for recognizing multi-stage garnets include (i) overgrowths on pre-existing grains; (ii) a bimodal grain-size distribution; (iii) differences in the geometry and/or nature of phases included in the two types of garnet, and (iv) chemical discontinuities at the boundary between garnet cores and their overgrowths, or systematic chemical differences between the two size classes of garnet crystals within a single rock (Rumble III & Finnerty, 1974; Karabinos, 1984; von Raumer & Schwander, 1985; Madhjouh *et al.*, 1997; Dachs & Proyer, 2001; Faryad & Hoinkes, 2003; Vry *et al.*, 2004; Faryad & Chakraborty, 2005). However, with increasing temperature, intracrystalline diffusion within garnet (Tracy, 1982; Loomis, 1983; Robinson, 1991) tends to erase both the chemical difference between garnet grains and the chemical discontinuity between garnet cores and rims. Moreover, the garnet inclusions may be also chemically reequilibrated or react with their host (Whitney, 1991; Perchuk *et al.*, 2005).

In this study, we describe metapelite samples from the Gran Paradiso, in the internal zones of the Western Alps. The studied samples contain multi-stage garnets that have been previously used to infer (i) a polycyclic history of the Pennine basement, i.e. eclogite-facies parageneses of Alpine age overprinting the earlier, pre-Alpine (Variscan) assemblages and (ii) a late temperature increase during decompression (Borghi *et al.*, 1985; Sandrone & Borghi, 1992; Borghi & Sandrone, 1995; Borghi *et al.*, 1996), potentially due to mantle delamination (Brouwer *et al.*, 2004). Our aim is (i) to assess how suitable multi-stage garnets are to yield information about PT evolution of polymetamorphic rocks, and (ii) to better constrain the shape of the PT path followed by the Gran Paradiso rocks and the PT conditions of both metamorphic events using calculated phase diagrams.

GEOLOGICAL SETTING

The Western Alps

The Western Alps result from the collision of a southern (Adriatic) plate with a northern (European) plate, initially separated by the Piemonte-Ligurian ocean. After subduction of the oceanic crust, the distal part of the European palaeomargin (the Penninic units), as well as slices of the Adriatic margin (i.e. the Austroalpine units), have been buried at moderate to great depths. Consequently, eclogite-facies metamorphism took place in some of both the Penninic and the Austroalpine units, reworking the former pre-Alpine basement. The overall pattern of the Alpine metamorphism is characterised by an eastward increase of metamorphic grade (Bertrand, 1894; Ernst, 1973; Frey *et al.*, 1974; Desmons *et al.*, 1999a).

Evidence for the polymetamorphic history of the continental crust (Fig. 8.1) has been reported in several units from the Western Alps. In the external zone, most of the pre-Alpine basement is left undeformed or was reworked along narrow shear zones taking place at subgreenschist to greenschist-facies conditions (Choukroune & Gapais, 1983; Leloup *et al.*, 2005). Consequently, the P-T history of the pre-Alpine basement in the external zone is well understood, e.g. in the Aiguilles Rouges massif (von Raumer & Bussy, 2004), the Belledonne massif, or the Argentera massif (Rubatto *et al.*, 2001).

Overprinting of the pre-Alpine metamorphism becomes more intense towards the East, in the internal (Penninic and Austroalpine) Alpine zones. In the external Penninic units (i.e. the Briançonnais – Grand Saint Bernard), greenschist- to blueschist-facies parageneses overprint the pre-Alpine basement. In some cases, the pre-Alpine mineral assemblages are well preserved (Desmons & Ghent, 1977; Desmons, 1992; Desmons *et al.*, 1999b), like in the garnet-staurolite-biotite-bearing metapelites from the Sapey (Detraz & Loubat, 1984) and Mont Mort (Burri, 1983; Thélin, 1992; Giorgis *et al.*, 1999) areas. In some cases, the Alpine metamorphic overprint is recorded by a new stage of garnet growth, like in the Ruitor massif (Desmons *et al.*, 1977; Laduron & Desmons, 1981), the Valsavarenche area (Malusà, 2005) and the Ambin massif (Ganne *et al.*, 2003).

In more internal Penninic units (Monte Rosa, Gran Paradiso, Dora-Maira), eclogite-facies parageneses developed during the Alpine history (Dal Piaz & Lombardo, 1986). Pre-Alpine relics are preserved either in low-strain domains (Bearth, 1952; Dal Piaz, 1966; Compagnoni & Lombardo, 1974; Le Bayon & Ballèvre, 2006) or as pre-kinematic porphyroclasts in high-strain domains. Multi-stage garnets have been reported in some micaschists (Dal Piaz, 1963; Borghi *et al.*, 1985; Sandrone & Borghi, 1992; Bouffette *et al.*, 1993; Borghi *et al.*, 1996; Matsumoto & Hirajima, 2000; Le Bayon, 2003).

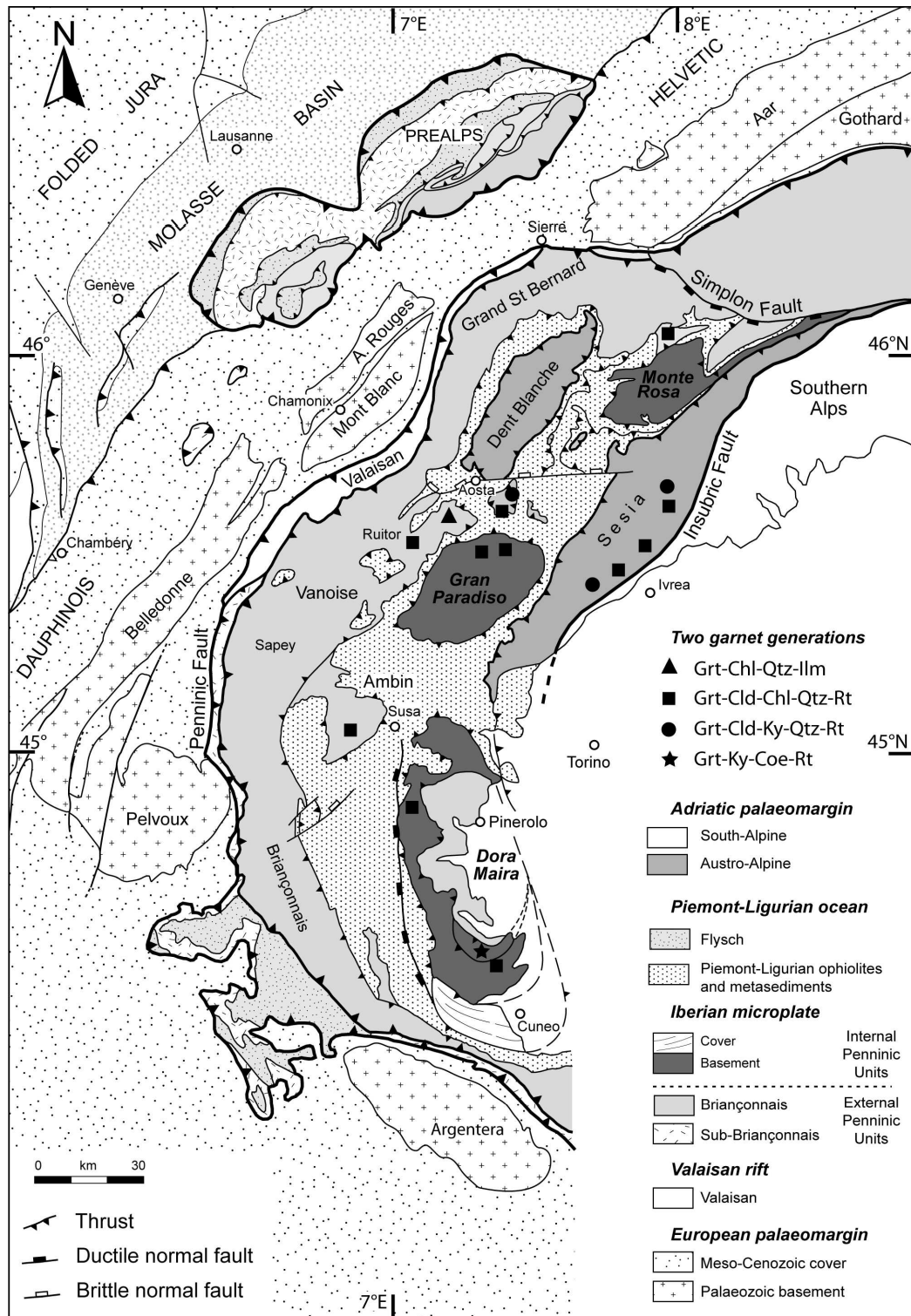


Figure 8.1. Simplified structural map of the Western Alps, showing the distribution of pre-Alpine relics in continental basement units. In the external Penninic units (Ambin, Vanoise, Grand Saint Bernard), Alpine metamorphism reaches the epidote blueschist facies (Bocquet, 1974; Desmons *et al.*, 1977; Desmons, 1992; Desmons *et al.*, 1999a). In the internal Penninic Units (Monte Rosa, Gran Paradiso, and Dora-Maira), the Alpine eclogite-facies event overprints pre-Alpine, amphibolite facies assemblages: two garnet generations are therefore observed in most samples preserving relics of the pre-Alpine event. The same rule holds for the Austroalpine Sesia zone, where the pre-Alpine (Permian) event reached amphibolite to granulite facies conditions (Lardeaux *et al.*, 1982; Lardeaux & Spalla, 1991; Rebay & Spalla, 2001). The various symbols (square, triangle and circle) represent the Alpine parageneses in rocks with two generations of garnet.

Finally, in the Austroalpine basement, rare relics of high-grade pre-Alpine rocks survived the Alpine eclogite-facies event (Compagnoni, 1977; Lardeaux *et al.*, 1982; Hy, 1984; Vuichard & Ballèvre, 1988; Lardeaux & Spalla, 1991; Rebay & Spalla, 2001) and some micaschists display multi-stage garnets (Compagnoni, 1977; Dal Piaz *et al.*, 1983; Hy, 1984; Faryad & Chakraborty, 2005).

The Gran Paradiso Massif

The Gran Paradiso massif (like the Dora-Maira and Monte Rosa massifs) is a large tectonic window, which consists of a subducted continental crust underlying eclogite-facies oceanic units. The northern part of the Gran Paradiso massif consists of two main units, the Money Unit and the overlying Gran Paradiso Unit (Compagnoni *et al.*, 1974; Le Bayon & Ballèvre, 2006).

The **Money Unit** mainly consists of graphite-rich metapelites and metaconglomeratic layers intruded by the late-Variscan Erfaulet granite. These rocks contain exclusively Alpine metamorphic minerals – i.e. pre-Alpine relics are lacking (Compagnoni *et al.*, 1974) – with local exception of pre-Alpine garnet related to the contact metamorphism associated with the intrusion of the Erfaulet metagranite (Le Bayon & Ballèvre, 2004).

The **Gran Paradiso Unit** essentially consists of augen-gneisses derived from porphyritic granitoids of late Palaeozoic age (Bertrand *et al.*, 2000) intruded into metasediments containing lenses of basic rocks deriving either from pre-Alpine amphibolites (Compagnoni & Lombardo, 1974; Battiston *et al.*, 1984; Benciolini *et al.*, 1984; Dal Piaz & Lombardo, 1986; Ballèvre, 1988; Biino & Pognante, 1989; Brouwer *et al.*, 2002) or from late-Variscan gabbros (Pognante *et al.*, 1987). The metasediments display relics of pre-Alpine layering in low-strain domains and relics of pre-Alpine metamorphic minerals in high-strain domains, namely sillimanite inclusions in muscovite porphyroclasts and pre-Alpine garnets (Callegari *et al.*, 1969; Compagnoni & Prato, 1969; Compagnoni *et al.*, 1974) (Fig. 8.2). The overprinting eclogite-facies assemblages of Alpine age are identified in both the metabasic and the metasedimentary rocks of the Gran Paradiso Unit (Compagnoni & Lombardo, 1974; Chopin, 1981; Dal Piaz, 1993; Brouwer *et al.*, 2002).

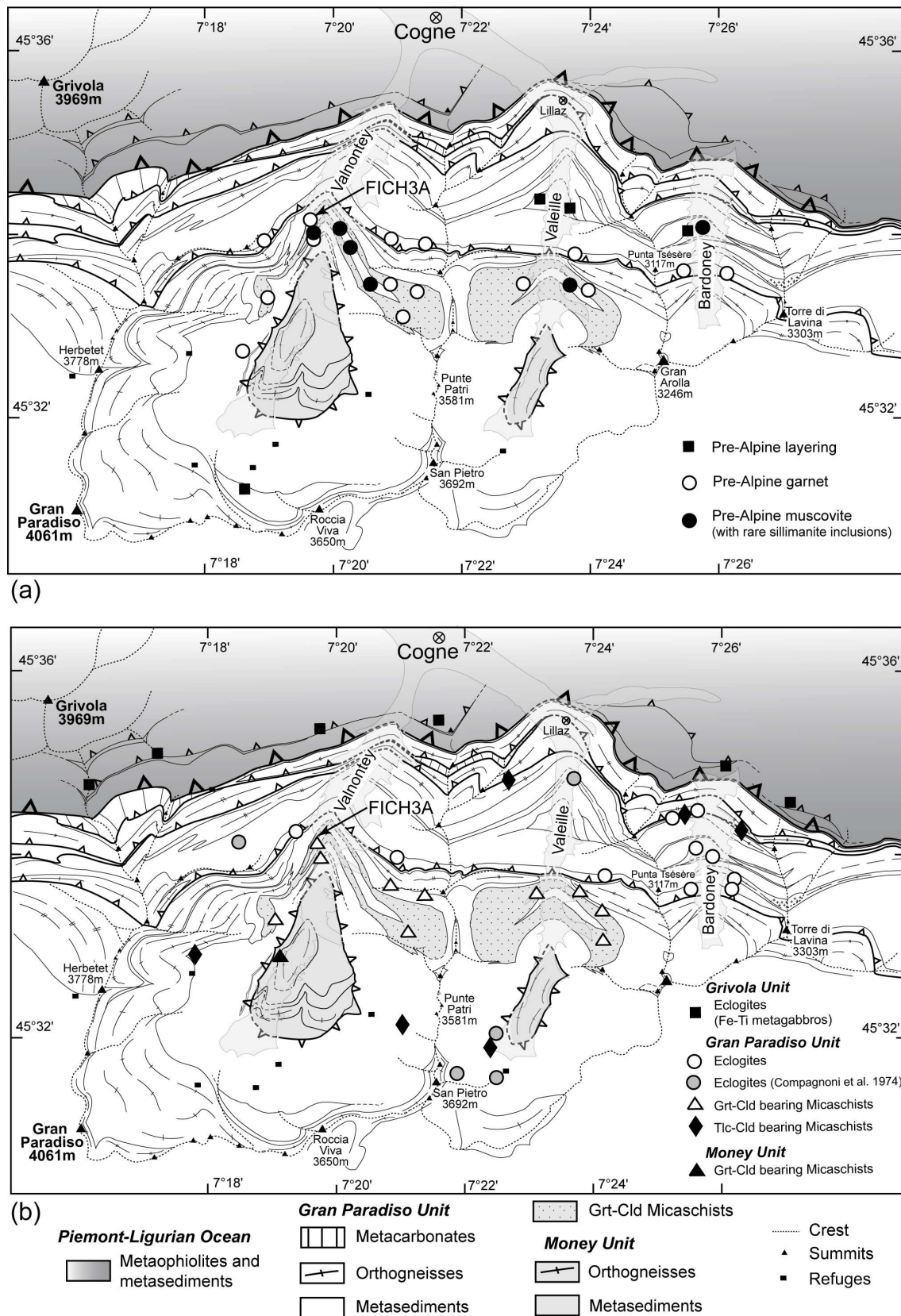


Figure 8.2. Simplified geological maps of the northern part of the Gran Paradiso Massif, showing the location of the high-temperature (pre-Alpine) mineral relics (a) and the main occurrences of key high-pressure (Alpine) mineral parageneses (b). The location of the main studied sample (FICH3A; Alpe Fichelin, Valnontey valley) is also indicated. The garnet+albite-bearing “Tsésère micaschists” are the band just above the thrust south of the Punta Tsésère.

Most of the P-T estimations in the Gran Paradiso Unit have been realised on these two lithologies. Eclogites from the Gran Paradiso Unit yielded minimum P-T conditions for the eclogite-facies event of about 12-14 kbar, 500-550°C (Benciolini *et al.*, 1984; Ballèvre, 1988; Brouwer *et al.*, 2002). The Al- and Mg-rich micaschists (the so-called "whiteschists" or "silvery micaschists") display peculiar parageneses, including chloritoid, talc and phengite (Compagnoni & Lombardo, 1974; Chopin, 1981; Meffan-Main *et al.*, 2004). They record eclogite-facies conditions of the order of 21-23 kbar and 540-570°C (Vidal *et al.*, 2001; Wei & Powell, 2003, 2004).

The rocks reequilibrated during decompression at about 500-550°C, 4-6 kbar (e.g. Ballèvre, 1988; Borghi *et al.*, 1996; Brouwer, 2000; Brouwer *et al.*, 2002). However, some authors argue that rather than a simple decompressional recrystallisation, this reequilibration represents a late-Alpine metamorphic overprint, associated with a temperature increase, that occurred after an initial stage of cooling during decompression (Borghi *et al.*, 1996; Brouwer *et al.*, 2002; Brouwer *et al.*, 2004).

MULTI-STAGE GARNETS IN THE GRAN PARADISO

In the Gran Paradiso Unit, Borghi *et al.* (1996) argued that three garnet generations are present in the micaschists, namely a pre-Alpine, an early-Alpine (i.e. eclogitic) and a late-Alpine generation. Following a detailed study of the northern part of the Gran Paradiso massif (Le Bayon & Ballèvre, 2006) including a new mapping at the 1/25000 scale, we have been able to identify two main lithologies containing multistage garnets.

Garnet-chloritoid bearing micaschists have been found in two valleys (Valnontey and Valeille) in the Gran Paradiso massif (Fig. 8.2). They disappear towards the South, because they are affected by a kilometre-scale isoclinal fold with an E-W trending axis (Fig. 8.2). At outcrop to sample scale, the Grt-Cld micaschists show two main phases of deformation: (i) relics of an early, microfolded schistosity (S_{A1}) best displayed at sample scale in centimetre-thick microlithons, and (ii) narrow, penetrative crenulation planes (S_{A2}) that are parallel to the axial plane of the main, kilometre-scale, isoclinal fold (Fig. 8.3a). Locally, narrow shear-bands oblique to S_{A2} are observed. In detail, the garnet-chloritoid-bearing micaschists have different appearance according to the relative amount of quartz, white mica and chloritoid. Some samples display a large amount of white mica, numerous centimetre-sized garnets (0.5-1 cm) and a few chloritoid crystals. Other samples have a higher amount of quartz compared

to white mica, and they display conspicuous, centimetre-sized, aggregates of chloritoid (Fig. 8.3b).

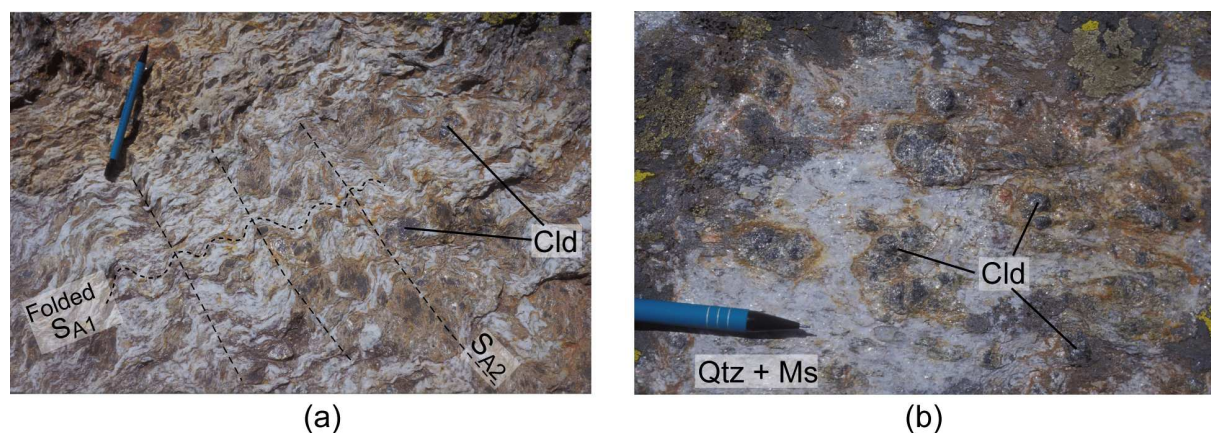


Figure 8.3. Garnet-chloritoid-bearing micaschists (Pian di Resselto, Valnontey). a) Folded schistosity (S_{A1}) in microlithons bounded by narrow foliation planes (S_{A2}); b) centimetre-sized chloritoid aggregates in the foliation plane (S_{A2}).

In both types, small, millimetre-sized subhedral to euhedral garnets are present in the matrix. Bimodal distribution of garnet size and narrow overgrowths on large garnet grains suggest two stages of garnet crystallisation (Fig. 8.4a).

A layer of garnet-albite bearing paragneisses is mapped from the left bank of the Valnontey to the right bank of the Bardoney valley (the so-called “Tsésère micaschists” of Borghi *et al.*, 1996; Fig. 8.2). These paragneisses are characterised by conspicuous, centimetre-sized garnets in a matrix essentially consisting of quartz, albite, white mica, biotite, chlorite and millimetre-sized garnets. As reported by Borghi *et al.* (1996), the bimodal distribution of garnet sizes observed in most samples suggests two stages of garnet growth.

Textural relationships in the garnet-chloritoid micaschists

In order to investigate the P-T history of the rocks containing multi-stage garnets, we examined several dozens of samples, out of which we selected a few for microprobe work. The general characteristics of the garnet-chloritoid micaschists are described below, and best illustrated by the sample FICH3A (Fig. 8.3 and 8.4).

Firstly, an early foliation (S_{A1}) is defined by the alignment of quartz grains, white mica, chloritoid, elongated rutile grains (surrounded by an ilmenite rim; Fig. 8.4b) and rare chlorite crystals. This foliation is microfolded with various intensity and a second foliation (S_{A2}) develops in the axial plane of these folds. In places S_{A2} is a spaced cleavage that bounds S_{A1} -bearing microlithons (Fig. 8.3a), elsewhere S_{A2} entirely overprints S_{A1} . There is no

mineralogical difference between the two foliations, but chlorite is more abundant where the development of S_{A2} is more intense. Chlorite is also present in the narrow shear bands cross-cutting S_{A2} (Fig. 8.4d).

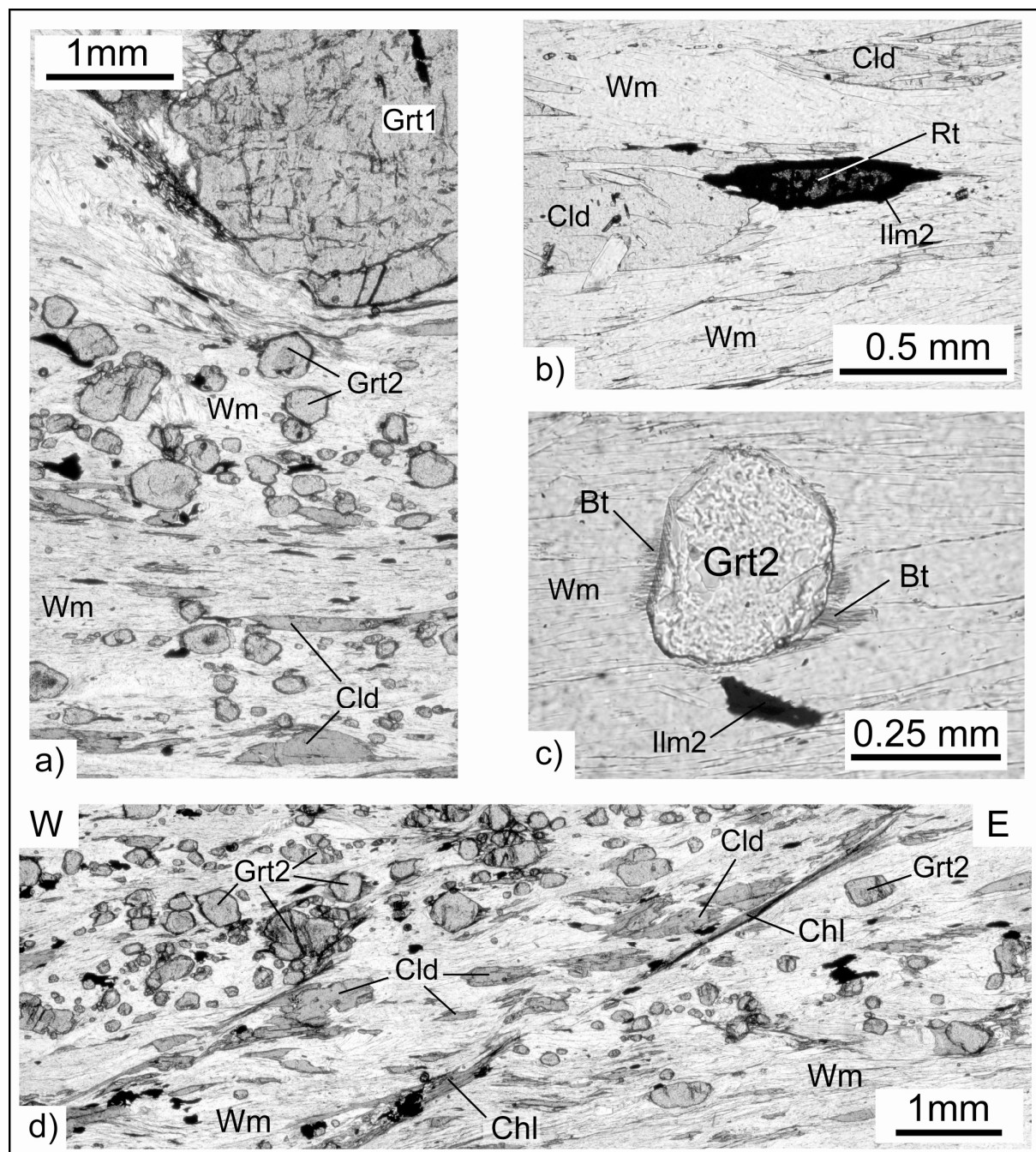


Figure 8.4. Photomicrographs of sample FICH3A. a) Two generations of garnet (garnet 1 and garnet 2) are suggested by the bimodal distribution of grain-size. Because the thin section is cut parallel to the stretching lineation, S_{A1} and S_{A2} are not distinguishable. Alignment of white mica (Wm), chloritoid (Cld) and rutile (Rt) defines the foliation; b) Ilmenite (Ilm2) growth around rutile in the matrix; c) Incipient biotite growth at the contact between garnet and phengite; d) Grt-Cld-Wm foliation deformed by late, chlorite (Chl)-bearing, shear-bands.

Secondly, the centimetre-sized oblate aggregates of chloritoid crystals (Fig. 8.3b) are essentially made of pale pleochroic chloritoid containing a few rutile inclusions, and some chlorite. The chloritoid plates are elongated parallel to the early foliation S_{A1} that wraps around the aggregates, and are gently microfolded by the crenulation S_{A2} . Consequently it may be suggested that the aggregates represent pseudomorphs after a pre- S_{A1} phase recrystallised during S_{A1} . Given the Al-rich chemical composition of chloritoid, the pseudomorphosed phase could have been staurolite. Chloritoid pseudomorphs after staurolite have indeed been found in the pre-Alpine basement of the Grand Saint Bernard area (Burri, 1983; Thélin, 1992), where the Alpine overprint is less intense compared to the studied area.

Flattened chlorite-albite aggregates of variable shape, 1-3 mm in size, are present in the matrix. Although the mineralogy suggests that they may represent pseudomorphs after glaucophane, their shape is inconclusive.

Thirdly, two types of garnet grains have been observed in these micaschists (Fig. 8.4a). (i) Large (0.5-1 cm) rounded garnet grains are wrapped by the mica foliation and display an inclusion-rich core and a narrow, inclusion-poor, rim. Inclusions within the garnet cores consist of ilmenite, allanite, phengite and elongated, subrectangular, aggregates essentially consisting of ovoid to rounded rutile crystals and a few phengite grains. The form of the rutile-phengite aggregates and their chemical composition suggest that they may represent pseudomorphs after ilmenite. Inclusions in garnet cores are not aligned. The boundary between garnet cores and garnet rims is marked by minute quartz inclusions. Rutile inclusions are locally present in garnet rims. Unlike rutile in garnet cores, the latter forms individual prisms or needles rather than aggregates with phengite. (ii) Abundant small subhedral to euhedral garnet grains (0.05 – 0.5 mm) are dispersed in the matrix. They contain rare rutile inclusions and are in textural equilibrium with white mica, quartz, and chloritoid in the foliation. Locally, biotite crystals grow at the garnet-phengite interface (Fig. 8.4c), mainly replacing phengite but also “indenting” garnet, suggesting that biotite formed at the expense of both garnet and phengite.

Mineral chemistry

Chemical analyses of coexisting minerals in several samples have been performed with a Cameca SX50 electron microprobe (Microsonde Ouest, Brest, France). Operating conditions for spot analyses were 15kV accelerating voltage, 20nA sample current and 10s counting time. Standards were albite (Na), orthoclase (K), corundum (Al), wollastonite (Ca, Si),

forsterite (Mg), MnTiO_3 (Mn, Ti), Fe_2O_3 (Fe) and Cr_2O_3 (Cr). Representative mineral analyses are given in Table 8.1.

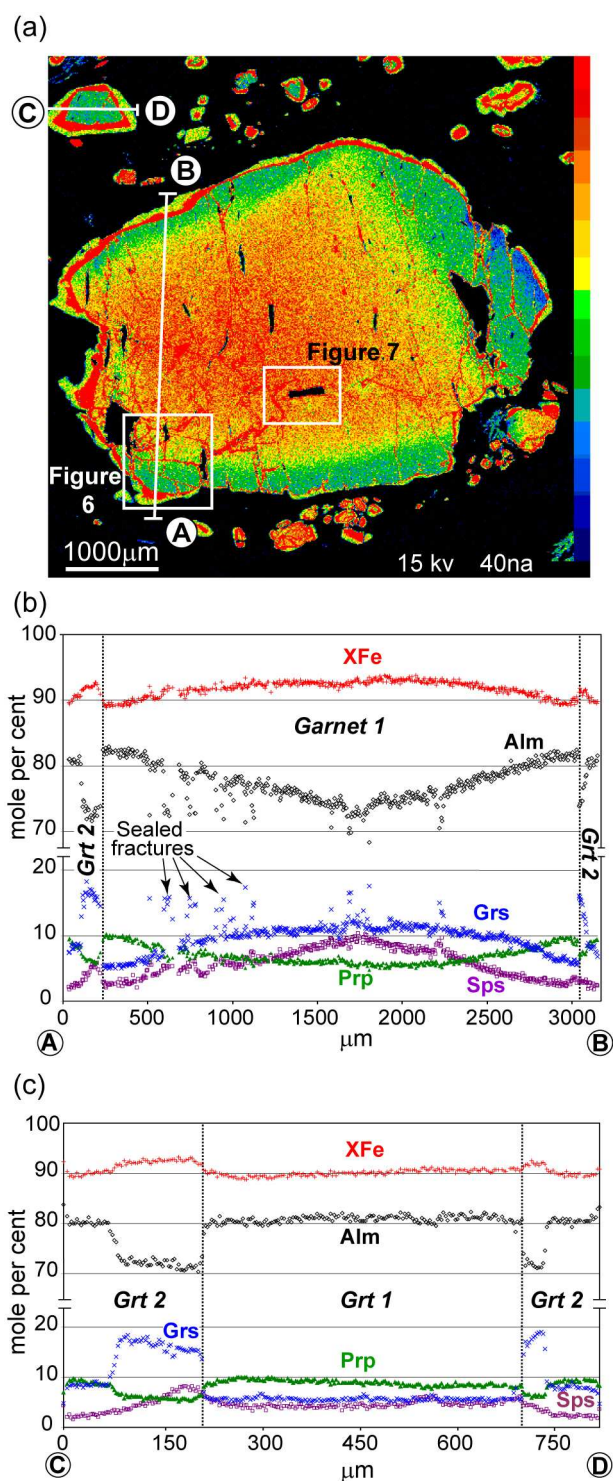


Figure 8.5. Chemical composition of a large garnet in sample FICH3A. X-ray element map for Ca (a) and chemical zoning profile along a North-South line through the garnet core (b).

Garnet. Both types of garnet are almandine-rich and strongly zoned. However, differences in the zoning pattern allow an unequivocal distinction between the two types. X-ray element maps for Ca, Mn, Mg, Fe, Ti realised on several garnet crystals in several samples and best illustrated in the garnet-chloritoid micaschist sample FICH3A (Fig. 8.5a) show that (i) the optical discontinuity in large garnet porphyroblasts between the cores (garnet 1) and the rims / overgrowths (garnet 2) coincides with a strong chemical discontinuity, and (ii) that the small garnet crystals in the matrix have the same composition as the narrow overgrowths around the larger grains, corresponding therefore both to the same garnet generation (garnet 2).

Chemical zoning in garnet 1 (Fig. 8.5b) is characterised by a core-to-rim decrease in grossular (from 11 to 4-5 mole%) and spessartine contents (from 8-10 to 3 mole%) compensated by an increase in the contents of almandine (from 70-75 to 83 mole%) and pyrope (from 4-6 to 10 mole%). X_{Fe} ($=\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$) smoothly decreases from 0.94 to 0.89 (locally as low as 0.85).

A chemical zoning is also observed in garnet 2 (Fig. 8.5b, c). The innermost part of garnet 2 (Grt2a) is characterised by a slight increase in grossular content (from 15 to 18-20 mole%) and a decrease of the X_{Fe} ratio (from 0.93 to 0.92). The transition towards the outer part of garnet 2 is marked by a narrow zone (ca. 20 μm) of strong but continuous decrease of X_{Fe} and the grossular content. The outer part of garnet 2 (Grt2b) is characterised by a low grossular content (8 mole%) and a low X_{Fe} ratio (0.90). The spessartine content decreases smoothly from the core to the rim (from a maximum of 8 mole% to 2 mole%).

The transition from garnet 1 rims to the garnet 2 overgrowths is therefore marked by a sudden compositional discontinuity, best exemplified by the jump in grossular content from 4-5 to 15 mole% (Fig. 8.5). Figures 5b and 5c also document the differences in diffusional behaviour between different elements across the boundary of garnet 1 and 2. Virtually no exchange is observed for Ca, but Mn and X_{Fe} display a reequilibration across ca. 50 μm . In agreement with other studies (Hiroi & Ellis, 1994; Lanzirotti, 1995; Spear & Kohn, 1996), this implies that whereas the grossular content of garnet is a robust and reliable indicator of the metamorphic evolution, the X_{Fe} ratio and especially the spessartine content are more easily reequilibrated and therefore less useful for quantitatively identifying PT conditions.

Furthermore, X-ray element maps for garnet 1 have revealed the occurrence of domains with compositions similar to those of the inner part of garnet 2 (Fig. 8.5 and 8.6). Such domains occur in two situations.

Firstly, they define narrow, linear zones that end up at the boundary with garnet 2 (Fig. 8.6). Optically, these linear domains are only barely identifiable, except for the alignment of a few minute inclusions (mostly tiny white mica). They are interpreted as former fractures that cut across garnet 1, and were sealed during the growth of garnet 2. Garnet composition in these fractures is the same as that of the inner part of garnet 2 (especially for the high Grs content). These sealed fractures imaged by the X-ray maps indicate that garnet 1 experienced brittle deformation before the new stage of growth.

Secondly, aggregates of rutile and phengite in garnet cores are surrounded by a narrow, grossular-rich, domain (Fig. 8.7), whose composition is similar to the Grs-rich garnet 2. This domain was connected via the now sealed fractures to the matrix, as revealed by X-ray element maps. Ilmenite inclusions found in garnet cores and unaffected by the fractures are not surrounded by such a Ca-rich domain. It is therefore thought that the rutile-phengite aggregates derive from former ilmenite inclusions that have been reequilibrated in an open system due to former connections with the matrix.

Chemical composition of **chloritoid** is homogeneous ($X_{\text{Fe}} = 0.80\text{-}0.85$; $X_{\text{Mn}} = \text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg}) = 0.009\text{-}0.01$), and the crystals do not display chemical zoning. **Chlorite** in the matrix displays a relatively homogeneous chemical composition ($X_{\text{Fe}} = 0.57\text{-}0.59$; $X_{\text{Al,T2}} = 0.64\text{-}0.68$; $X_{\text{Mn}} = 0.001\text{-}0.004$). Chlorite in pressure shadows around garnet is more ferrous and aluminous ($X_{\text{Fe}} = 0.62$; $X_{\text{Al,T2}} = 0.70$; $X_{\text{Mn}} = 0.003$).

Two types of **white micas** are present in the sample. Matrix paragonite has a high Na content ($X_{\text{Na}} = \text{Na}/(\text{Na} + \text{K}) = 0.89\text{-}0.96$) and a low Ca content ($X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) = 0.001\text{-}0.006$). Paragonite inclusions in garnet have a higher X_{Ca} (0.014). Muscovite is phengitic and displays chemical zoning (Fig. 8.8) with a decreasing amount of phengite substitution and an increase in both X_{Na} and X_{Fe} from core (Si = 6.60-6.84 apfu; $X_{\text{Na}} = 0.04\text{-}0.10$; $X_{\text{Fe}} = 0.30\text{-}0.45$) to rim (Si = 6.26-6.42 apfu; $X_{\text{Na}} = 0.13\text{-}0.17$; $X_{\text{Fe}} = 0.50\text{-}0.56$). Minute phengite inclusions in garnet 1 are located either along sealed fractures or in rutile aggregates. In both cases, the inclusions have a high Si content (Si = 6.65-6.86 apfu), their composition being similar to the cores of matrix grains.

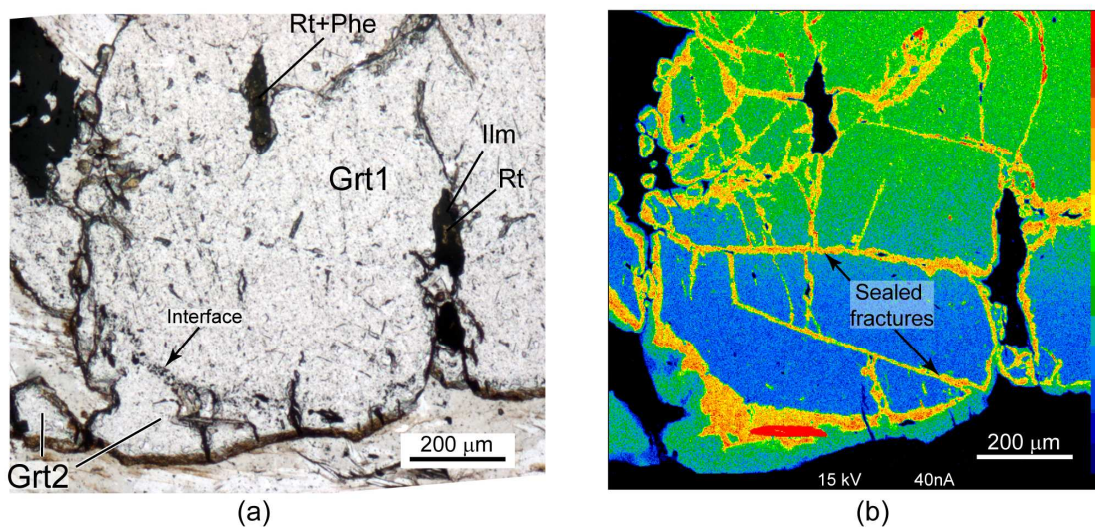


Figure 8.6. Detail of the garnet rim from Fig. 8.5. a) Microphotograph, b) Ca X-ray map revealing the presence of sealed fractures.

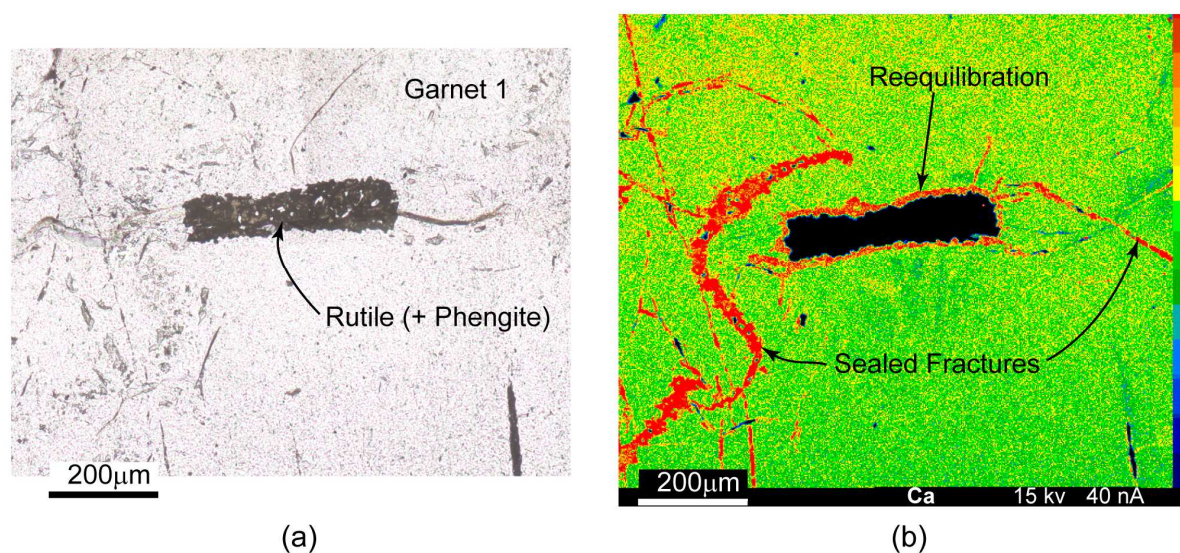


Figure 8.7. Detail of the garnet core from Fig. 8.5, surrounding a subrectangular rutile (+ phengite) aggregate. a) Microphotograph, b) Ca X-ray map revealing the presence of a Ca-rich zone at the contact between the former inclusion and the garnet host.

Ilmenite is present both in garnet 1 cores and in the matrix. However, the chemical composition is homogeneous and independent of the textural position, characterised by only limited amounts of the pyrophanite component (2 mole%).

Plagioclase is almost pure albite ($X_{An} < 0.01$)

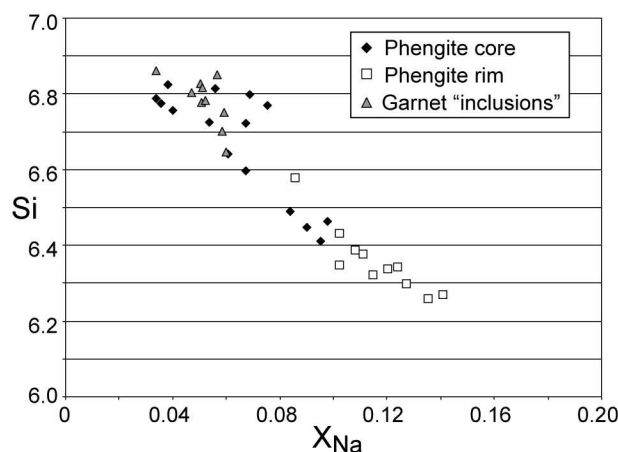


Figure 8.8. Muscovite composition. A negative correlation exists between the Si-content (apfu) and the X_{Na} ($=Na/(Na+K)$) ratio of muscovite. Cores of the crystals are systematically more Si-rich and Na-poor. Muscovites recrystallised in reequilibrated inclusions of garnet 1 (“garnet inclusions”) have the same composition as the cores of matrix crystals.

To sum up, two metamorphic events can be distinguished in the garnet-chloritoid micaschists (Fig. 8.9).

The first event is recorded by the large garnet cores (garnet 1). Inclusions of ilmenite (ilmenite 1) are the only relic of the associated paragenesis (stage M_V). Staurolite now replaced by chloritoid aggregates might have been a member of this paragenesis. Metamorphic evolution during this first metamorphic event is recorded in growth zoning of garnet 1.

The second metamorphic event is recorded by the crystallisation of garnet 2 that overgrows garnet 1. The early stage of this process is contemporaneous with open-system reequilibration of event 1 inclusions and then sealing of garnet 1 fractures. This second metamorphic event (M_A) is characterised by the assemblage garnet + chloritoid + phengite + paragonite \pm chlorite + quartz + rutile. Chemical zoning of garnet 2 and the decrease of the phengite substitution in muscovite records the metamorphic evolution during this event. Biotite growth at the expense of garnet and phengite, replacement of matrix rutile by ilmenite (ilmenite 2), and chlorite development in the shear bands characterise the late metamorphic evolution of the micaschists.

	Stage M _V	Stage M _{A1}	Stage M _{A2}	Late
S _V				
S _{A1}				
S _{A2}				...
Shear bands				...
Qtz				
Grt1				
St	... ? ...			
Ilm1				
Grt2		Grs 18%	Grs 8%	
Ctd				
Pa				...
Rt				
Phe		Si 6.8	Si 6.3	...
Chl				
Bt				
Ilm2				
Ab				...

Figure 8.9. Paragenetic sequence in sample FICH3A deduced from microtextural observations and microchemical analyses.

NUMERICAL MODELLING OF MINERAL ASSEMBLAGES

P-T pseudosections were calculated with THERMOCALC v. 3.25 (Powell & Holland, 1988) and the internally consistent thermodynamic dataset 5.5 (Holland & Powell, 1998: November 2003 upgrade) with two main objectives: 1) to evaluate the record of the P-T history of the micaschists provided by the multi-stage garnets, and 2) to estimate the P-T conditions of the two metamorphic stages. Two P-T pseudosections were calculated in the model system MnNCKFMASH and contoured with compositional isopleths of garnet and muscovite. The bulk-rock compositions were calculated using the modal proportions (determined by point counting) and chemical compositions of the mineral phases present. Equilibration at the scale of the thin-section was assumed for the early metamorphic evolution of the sample (FICH3A) – explored in the first pseudosection (Fig. 8.10). On the other hand, cores of large garnets are known to strongly fractionate some components and thereby modify the effective bulk-composition available for later recrystallisation. Consequently, only the matrix phases, small matrix garnets and the rims of large garnets (i.e. garnet 2) were assumed in equilibrium and their mode used for calculation of the effective bulk-rock composition in the second pseudosection (Fig. 8.11) used to constrain the metamorphic evolution of the sample after the crystallisation of garnet 1, during the second event. Finally, since the amount of available H₂O has a strong influence on the retrograde paragenetic evolution of rocks (e.g. Guiraud *et al.*, 2001; Proyer, 2003), a pseudosection with a fixed amount of H₂O was calculated in order to discuss the late evolution of the studied sample (Fig. 8.12).

P-T conditions during garnet 1 growth

Due to the lack of suitable inclusions in the cores of large garnets, the preserved chemical zoning and the possible pseudomorphs after staurolite are the only indicators of the P-T evolution of the sample during the first metamorphic stage (Fig. 8.10). The composition of the garnet cores ($X_{\text{Fe}}=0.94$, $\text{Grs}=0.11$, $\text{Sps}=0.09$) implies that they equilibrated in the Grt-Chl-Bt-Pl field, at approximately 5-6 kbar, 540°C, where the corresponding isopleths intersect (Fig. 8.10). The systematic rimward decrease in X_{Fe} and in the proportions of Grs and Sps components reflects a temperature increase. Garnet 1 rims ($X_{\text{Fe}}=0.85$, $\text{Grs}=4\text{-}5\%$, $\text{Sps}=2\text{-}4\%$) equilibrated at about 620°C, 6 kbar, in the Grt-St-Bt-Pl stability field (Fig. 10b). This supports the hypothesis that the chloritoid aggregates represent indeed deformed pseudomorphs after staurolite. Under these PT conditions, the calculated content of spessartine (4-6%) is higher

than that measured in garnet 1 rims. This results from the fact that progressive fractionation of Mn into the crystallising garnet has not been taken into account. However, this only has negligible effect on the other compositional variables.

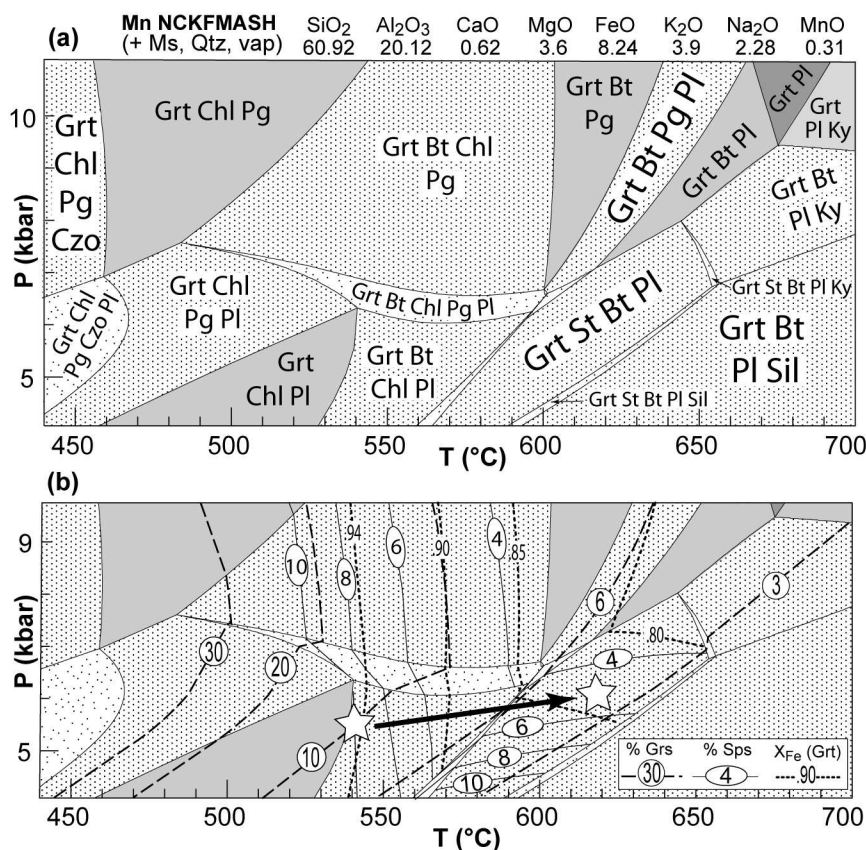


Figure 8.10. Calculated P-T pseudosection for sample FICH3A contoured with compositional isopleths of garnet (X_{Fe} (=Fe/(Fe+Mg)) and mole % of grossular and spessartine) in order to interpret the zoning recorded by garnet 1. The bulk composition (in mole%) was determined from the mode and chemical compositions of the minerals, assuming equilibration at the scale of the thin-section.

P-T conditions during garnet 2 growth

The second metamorphic assemblage consists of garnet 2, chloritoid, paragonite, phengitic muscovite, quartz, rutile and rare chlorite. In the calculated pseudosection (Fig.11), the corresponding Grt-Cld-Pg-Chl (+Ms-Qtz) stability field spans 11-20 kbar and 460-580°C (Fig. 8.11). Because muscovite displays distinct chemical zoning ($Si_{core}=6.6-6.8$ apfu, $Si_{rim}=6.3-6.4$ apfu), the pseudosection was contoured also for the amount of Si in muscovite. The Si(Ms) isopleths displaying a slightly positive slope in the Grt-Cld-Chl-Pg stability field, they allow good pressure estimation during the second metamorphic event, yielding a minimum pressure of 18 kbar for the crystallisation of the muscovite cores. Taking into account the chemical composition of the outer part of garnet 2 cores ($X_{Fe}=0.92-0.93$, Grs=18-

20 %), PT conditions of about 490°C at 18-20 kbar can be suggested for the formation of the Grt_{2a}-Cld-Chl-Pg (+Ms-Qtz) paragenesis (Fig. 8.11). Table 8.2 documents that there is indeed a good agreement between the observed and modeled modes and chemical compositions of these phases. These PT conditions correspond also to the moment when the sealing of garnet 1 fractures was accomplished. Nonetheless, the highest Si-contents measured in the muscovite cores and muscovite “inclusions” in garnet are not modelled in the pseudosection in the Grt-Cld-Pg-Chl field. These values (Si>6.8 apfu) require equilibration at lower temperatures, in the Grt-absent Cld-Lws-Pg±Chl±Jd fields. Indeed, strictly speaking, there is no evidence that muscovite cores and “inclusions” equilibrated with the garnet-chloritoid-chlorite-paragonite paragenesis and their compositional range may reflect a portion of the PT path dominated by heating close to the pressure peak. Additionally, such a PT evolution is in agreement with the observed increase of the grossular content in the cores of garnet 2.

The rim of garnet 2 (Grt_{2b}) is also in equilibrium with white micas, chloritoid, quartz and rare chlorite. The composition of garnet 2 rims ($X_{\text{Fe}}=0.90$, Grs=8-10 mole%) and muscovite growth zoning (Si decreasing to 6.4-6.3 apfu) suggest decompression accompanied by moderate heating in the Grt-Cld-Pg-Chl field to about 14-15 kbar, 540-550°C (Fig. 8.11, Table 8.2). During this evolution the modes of garnet and chlorite increase at the expense of chloritoid and paragonite. Muscovite becomes less phengitic and more sodic and there is again a good correlation between the measured and calculated mineral compositions (Table 8.2).

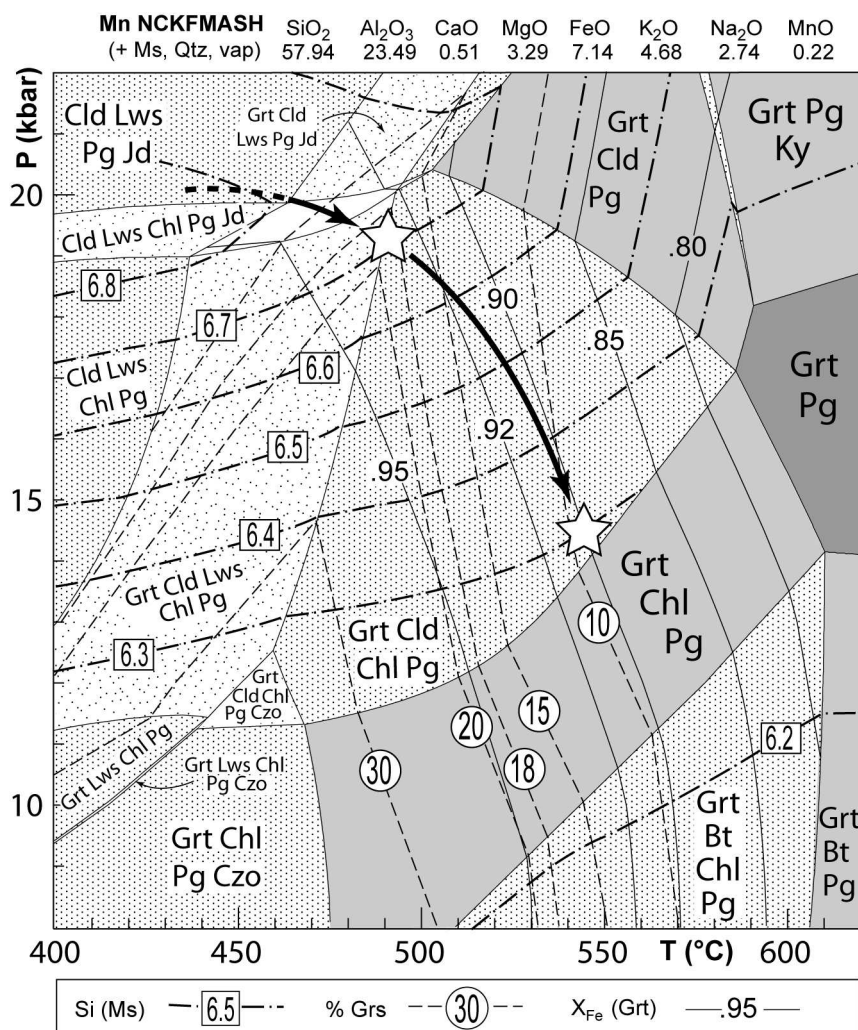


Figure 8.11. Calculated P-T pseudosection for sample FICH3A, for a bulk composition determined assuming that only the matrix phases and the rims of large garnets (i.e. garnet 2) were in equilibrium. Glaucophane was not considered in the calculations (cf. Fig. 8.13). Garnet being the only Ca-bearing phase in the Grt-Cld-Chl-Pg field, the isopleths of the grossular content (% Grs) are parallel to the isopleths of garnet mode, which increases with increasing temperature (cf. Fig. 8.12). The orientation of the isopleths reveals that garnet can only grow on decompression if heating is involved. The composition of muscovite cores is more successfully reproduced in the Grt-absent Cld-Lws-Pg±Chl±Jd fields. White stars are PT conditions deduced from the intersection of the appropriate compositional isopleths. Accordingly, the sample recorded decompression accompanied by moderate heating.

Late P-T evolution

Local crystallisation of biotite at the garnet-phengite interface (Fig. 8.4c) suggests further decompression and equilibration in biotite-bearing fields. Furthermore, we infer from the observed garnet resorption during this stage, and the modelled slightly negative slope of the isopleths of garnet mode (Fig. 8.12), that this decompression was not accompanied by substantial heating. On the contrary, we believe that cooling is compatible with the very localised and incomplete record of this PT stage. Since the role of available H₂O is essential

during PT evolution involving cooling (e.g. Guiraud *et al.*, 2001; Proyer, 2003), the PT pseudosection of Fig. 8.11 was recalculated with a fixed amount of H₂O (Fig. 8.12). This amount was estimated so that at peak temperature, inferred from Fig. 8.11, the proportion of free fluid phase in the rock did not exceed 2 mole%. Compared to Fig. 8.11, water undersaturation results in the absence of lawsonite and clinozoisite and stabilisation of biotite at low temperatures. Furthermore, the position of garnet mode isopleths suggests that only limited garnet resorption results from cooling under water undersaturated conditions. Moreover, a PT evolution involving cooling would rapidly result into fluid-absent conditions, making complete recrystallisation of the rock difficult, which is in agreement with the observations. Unfortunately, the local character of the recrystallisation also implies very small volumes of equilibration. Consequently, the pseudosection calculated for a global bulk composition (albeit without garnet 1) cannot be used rigorously (e.g. for comparing the calculated and measured compositions of late chlorite and biotite or understanding the local development of chlorite-plagioclase aggregates) and can only yield qualitative insights into the late stages of the metamorphic evolution.

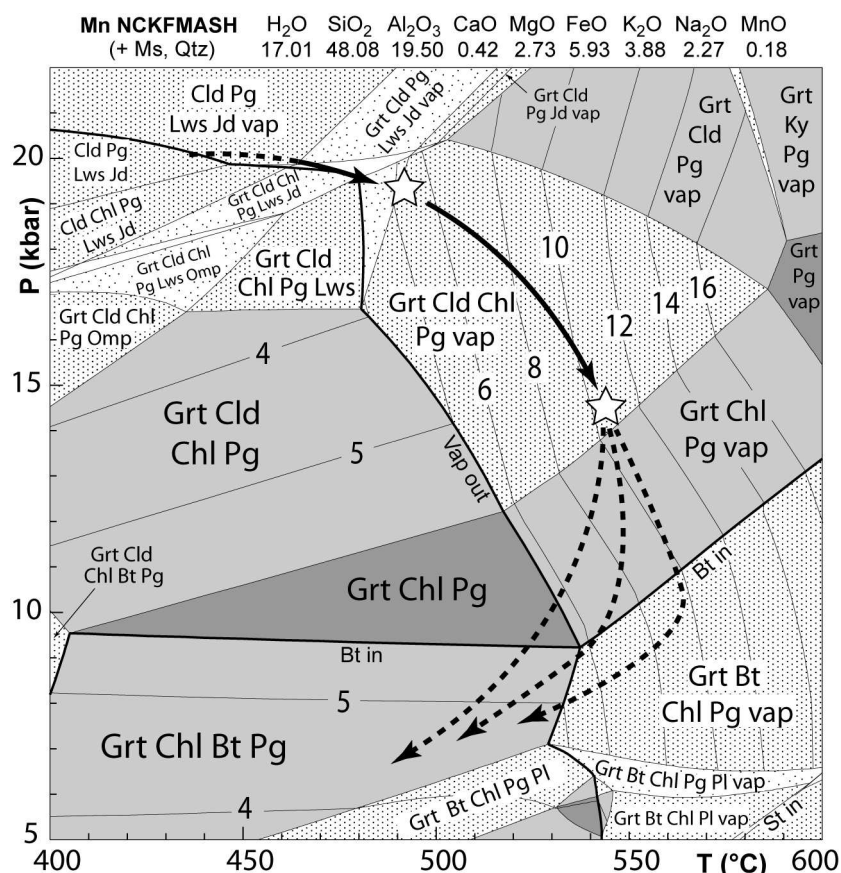


Figure 8.12. PT pseudosection calculated for the bulk composition used in Fig. 8.11 with H₂O fluid (vap) not considered in excess. The amount of H₂O in the bulk composition was estimated so that at peak temperature, inferred from Fig. 8.11, the amount of free fluid phase in the rock did not exceed

2 mole%. Compared to Fig. 8.11, water undersaturation results in the absence of lawsonite and clinozoisite and stabilisation of biotite at low temperatures. Furthermore, the position of garnet mode isopleths suggests that only limited garnet resorption results from cooling under water undersaturated conditions. The three dashed lines represent the possible retrograde PT paths.

DISCUSSION

Role of glaucophane

The possibility that glaucophane was present in the garnet-chloritoid micaschists cannot be discarded, although a conclusive evidence has not been found despite the local presence of chlorite-albite aggregates. However, the position of the glaucophane-in equilibria in the calculated PT pseudosections depends strongly on the solid-solution model used (Fig. 8.13).

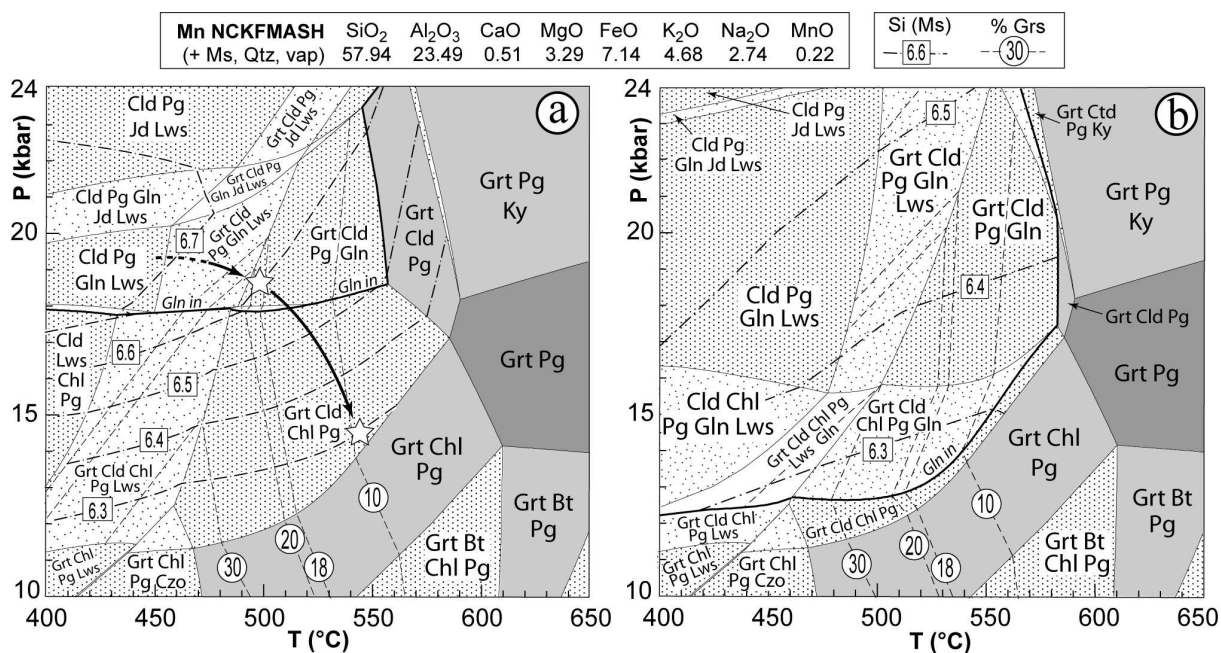


Figure 8.13. P-T pseudosections from Fig. 8.11 recalculated for glaucophane-bearing equilibria using the glaucophane mixing model of (a) Wei *et al.* (2003) and (b) Dale *et al.* (2005) and contoured with compositional isopleths. Using the model of Wei *et al.* (2003), the inferred P-T evolution is identical to that of Fig. 8.11 (a). On the other hand, the new model strongly extends the glaucophane stability field and results in a topology and position of the compositional isopleths incompatible with our observations (b). See text for more discussion.

Using the model of Wei *et al.* (2003), glaucophane appears by virtue of narrow di- and trivariant fields equivalent of the subisobaric NCKFMASH reaction $\text{Grt} + \text{Chl} = \text{Gln} + \text{Cld}$ (+ Ms, Pg, Lws/Zo, Qtz, H₂O) at about 18 kbar (Fig. 8.13a). This reaction controls the development of glaucophane in most aluminous pelitic lithologies, including our sample FICH3A, projecting between chloritoid and the Grt-Chl join in the AFM-type diagram (cf. Fig. 5 in Wei

& Powell, 2006). Consequently, moderate variations in bulk composition could not explain the absence of glaucophane above this reaction. According to the position of the compositional isopleths, muscovite and garnet 2 cores would have equilibrated in the Grt-Cld-Pg-Gln field at PT conditions identical to those inferred from Fig. 8.11 – about 18-20 kbar, 490-500°C. The small amount of glaucophane present at this stage (ca. 5%) could have easily reacted out during subsequent evolution, identical again to that deduced from Fig. 8.11.

On the other hand, if glaucophane is modelled according to Dale *et al.* (2005), the NCKFMASH reaction $\text{Grt} + \text{Chl} = \text{Gln} + \text{Cld}$ (+ Ms, Pg, Lws/Zo, Qtz, H₂O) has a strongly positive slope (10 kbar at 440°C, 18 kbar at 550°C) and the stability of glaucophane expands considerably towards low pressures (Fig. 8.13b). In consequence, the stability field of the main observed paragenesis Grt-Cld-Chl-Pg shrinks to merely a narrow band just beyond the Gln-in line. Moreover, the isopleths of Si(Ms) are shifted towards high pressures and there is no intersection between the isopleths corresponding to the composition of the cores of muscovite and garnet 2. Additionally, the highest values of Si-content measured in the muscovite cores and muscovite “inclusions” in garnet are modelled in the pseudosection only at extremely high pressures or low temperatures. In consequence, it is difficult to interpret the observed equilibrium relations in the framework of this diagram.

The presence of glaucophane in our samples is uncertain and we believe that investigating the validity of various glaucophane models is beyond the scope of this work. Figure 11 represents the possible case where glaucophane-bearing equilibria only appear above 22 kbar. Nevertheless, Fig. 8.13a yields an identical PT evolution.

P-T evolution recorded by multi-stage garnets

Summarising the data provided by the textural analysis, the chemical composition of coexisting phases, and the numerical modelling allows to propose the following scenario (Fig. 8.14).

Garnet 1 and ilmenite are the only relics of a first metamorphic stage, occurring at intermediate pressure and relatively high temperature (5-7 kbar and 600-650°C). Zoning profile in garnet 1 preserved part of the P-T evolution during this stage (a temperature increase of about 70-100°C). This high temperature stage is attributed to a pre-Alpine (Variscan) event (M_V). These inferred P-T conditions are located close to the Ky-Sil transition in the P-T space. Subsequent decompression, possibly accompanied with moderate heating is compatible with the observed presence of sillimanite in other lithologies. No other estimation

of the P-T conditions of the pre-Alpine event is available in the Gran Paradiso. However, this result is compatible with those obtained in other Penninic units, like the Mont Mort area in the Grand Saint Bernard nappe (Thélin, 1992) or in the Ambin massif (Ganne *et al.*, 2003).

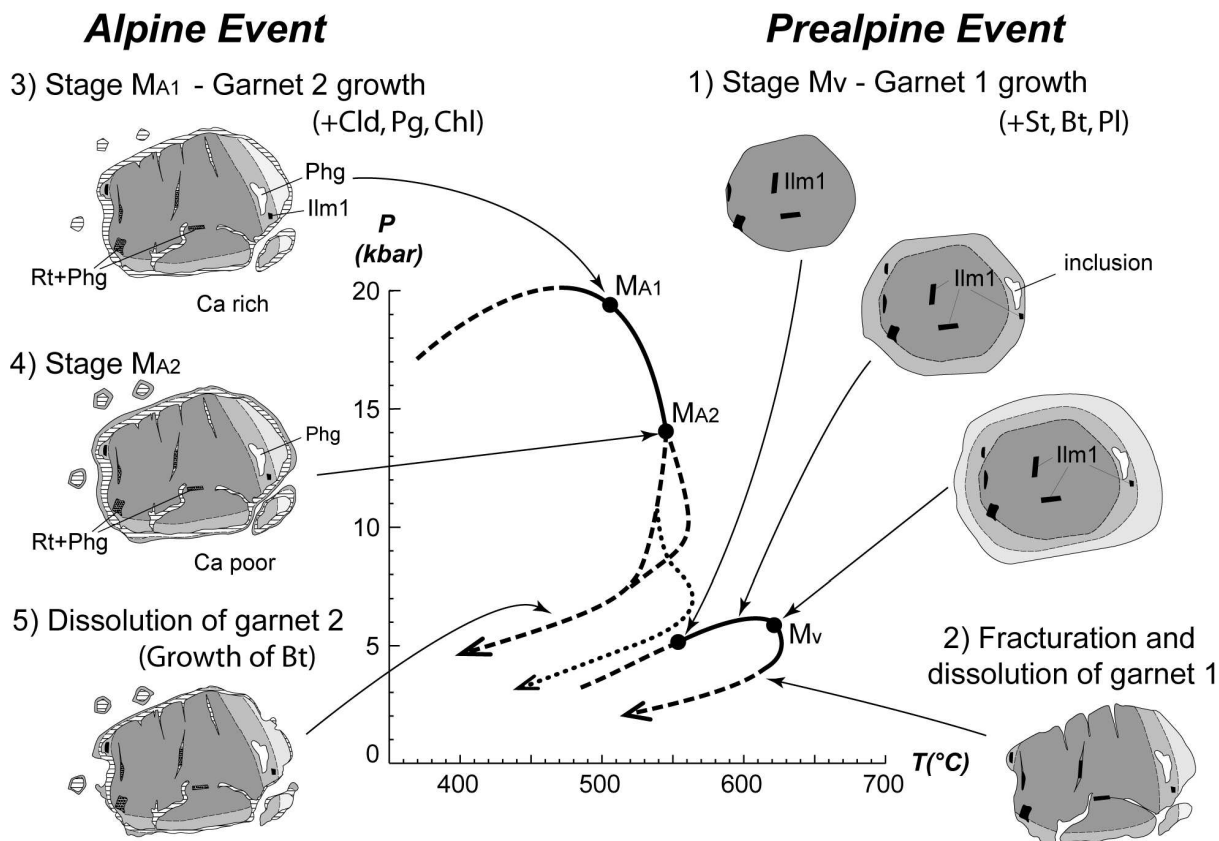


Figure 8.14. Schematic diagram showing the evolution of the multi-stage garnets from the Gran Paradiso garnet-chloritoid micaschists. Garnet 1 records initial prograde growth during the pre-Alpine (Variscan) history, followed by partial dissolution and fracturing (possibly during exhumation of the Variscan rocks). Garnet 2 represents a new stage of growth, which developed during subduction / exhumation of the European continental crust in the convergent zone between Adria and Europe. Fractures are healed with garnet 2 and most inclusions are pseudomorphed by new minerals. Exhumation of the subducted crust has been accompanied by continued garnet growth at slightly increasing temperature. Further exhumation, accompanied by cooling, resulted in limited garnet resorption and local crystallisation of biotite. The portion of the PT path involving late heating at low pressures, proposed by Brouwer *et al.* (2002), is indicated as a dotted line for comparison.

The second metamorphic event, occurred at relatively high pressure (about 18-20 kbar and 490 °C). A second stage of garnet growth (garnet 2) took place, producing either overgrowths on pre-existing grains, or new crystals in the matrix, in equilibrium with chloritoid, chlorite, paragonite, phengite and rutile. Because of the high pressures attained, this event is attributed to the continental subduction of early-Alpine age (MA₁). Estimations of the P-T conditions for the eclogite-facies event in the Gran Paradiso massif are not wholly consistent with our calculations. The results obtained by Brouwer *et al.* (2002) suggest

significantly lower pressures with respect to our results. However, this results from the fact that the method used by these authors (Jd-Qtz-Ab geobarometry) is only able to yield minimum pressure estimations in eclogites. Using the whiteschists, Wei & Powell (2003, 2004), based on previous studies by Chopin (1981), calculated higher peak pressures (of the order of 21-23 kbar). However, the studied samples were collected in the region of Bonneval, in the south-westernmost part of the Gran Paradiso massif, more than 30 km from our sample. Consequently, the difference with our results probably reflects the existence of a metamorphic field gradient in the Gran Paradiso massif. Indeed, significant PT gradients are known to exist in other eclogite-facies units (e.g. Heinrich, 1986; Dale & Holland, 2003).

Continued garnet growth is recorded by the zoning profile of garnet 2, and the calculated pseudosection indicates that the zoning records decompression at slightly increasing temperature to about 14-15 kbar, 540-550°C (M_{A2}). Further decompression and cooling led to the development of lower pressure parageneses, including biotite, chlorite, paragonite, Si-poor muscovite, ilmenite and locally albite. However, due to incomplete reequilibration, the shape of the P-T path during this stage is poorly constrained. The narrow, chlorite-bearing shear-bands that represent the latest increments of strain at the end of the ductile deformation of the studied samples developed during these waning stages of the metamorphic history.

Two or three garnet generations?

The occurrence of multi-stage garnet has been already described in the European continental basement from the Western Alps (Fig. 8.1). In general, two garnet generations have been recognised, namely a pre-Alpine garnet (as large, relic grains), and an Alpine garnet (as overgrowths or as small euhedral crystals). Locally, however, three garnet generations have been described in metapelites from the Dora-Maira massif (Borghi *et al.*, 1985; Sandrone & Borghi, 1992) and the Gran Paradiso massif (Borghi *et al.*, 1996): they were ascribed to a pre-Alpine stage, an early-Alpine (high pressure) and a late-Alpine (low pressure) stage, respectively. Based on the interpretations of Borghi (1996), Brouwer *et al.* (2002) argued for a late thermal pulse related to mantle delamination during the late Alpine tectonic evolution.

In this study, we have shown that large garnet grains (garnet 1) are the main relics of the pre-Alpine metamorphic event, occurring at relatively low pressure and high temperature. The low temperatures estimated for the Alpine metamorphism (max. 500-550°C) and the short duration of the Alpine high pressure stage (cf. Rubatto & Hermann, 2001) may have

prevented diffusive re-equilibration of the pre-Alpine garnet. Therefore, garnet 1 preserves its growth zoning and displays features related to its partial dissolution before the growth of garnet 2, and even fractures sealed by garnet 2. Fractures and dissolution may have been accompanied by partial replacement of pre-Alpine garnet by chlorite and/or biotite, as described in the Rutor and Grand Saint Bernard area (Burri, 1983; Thélin, 1992). In these areas, the Alpine overprint occurred at lower PT conditions compared to the Gran Paradiso, and the pre-Alpine fractures were not sealed during a second stage of garnet growth. The occurrence of sealed fractures in garnet has been observed in other eclogite-facies rocks, for example in Proterozoic granulites reworked during the Caledonian orogeny (Erambert & Austrheim, 1993; Engvik *et al.*, 2000). Re-equilibration of inclusions has also been described in garnets from medium- to high-grade rocks (Whitney, 1991), and has been reproduced experimentally (Perchuk *et al.*, 2005). In both cases, the processes involved some elemental exchange with the matrix.

Garnet 2 is characterised by a slightly zoned grossular-rich (15-20%) core and a homogeneous grossular-poor (8%) rim. This pattern may let believe that the rims of garnet 2 represent in fact a third generation of garnet growth. However, careful observation of the narrow transitional zone between garnet 2 cores and rims reveals a strong but continuous decrease of the grossular-content (Fig. 8.5c), unlike the truly discontinuous transition between garnet 1 and garnet 2. No evidence of garnet resorption is documented within garnet 2. Accordingly, it is clear that only one generation of garnet crystallised continuously during the second, Alpine, metamorphic event. The PT evolution proposed for this event in Fig. 8.11 would produce a smooth core-to-rim decrease in grossular, rather than the “step-like” zoning pattern observed. However, since garnet is the only Ca-bearing phase in the Grt-Cld-Chl-Pg field (Fig. 8.11), garnet mode is directly related to the grossular-content. Consequently, an equilibrium crystallisation would yield the same smooth zoning pattern for any PT path involving continuous garnet growth, whatever the exact shape of the path. It is then necessary to call on kinetic factors to explain the observed type of garnet 2 zoning. These may be related for instance to an accelerated exhumation rate between M_{A1} and M_{A2} when garnet growth failed to keep pace with the evolution of PT conditions.

The small garnet 2 crystals and overgrowths on garnet 1 record therefore a P-T evolution at decreasing pressure and slightly increasing temperature. This result is at variance with the P-T path proposed by Ballèvre (1988), who suggested a nearly-isothermal decompression, as well as Borghi (1996), who argued that two generations of Alpine garnets

were present, recording respectively the pressure peak and a late temperature increase after initial decompression and cooling. Two arguments against the latter hypothesis are as follows.

Firstly, the evidence presented by Borghi (1996) is biased because the three garnet generations do not occur in the same rock. Specifically, the authors recognised pre-Alpine garnets with Alpine overgrowths in the Tsésère micaschists, an observation confirmed by our study. Nevertheless, the third garnet generation was found in another rock type, and its identification is mainly based on its difference in chemistry with respect to both garnet 1 and garnet 2. We consider that this difference is due to the bulk-rock chemistry, hence different modal proportions as well as chemical composition of garnet. Several garnet generations cannot be distinguished using observations from rocks with different bulk chemistries.

Secondly, on decompression, the modal proportion of garnet in the calculated pseudosection increases with increasing temperature (Fig. 8.12). This means that (i) any decrease in temperature during decompression would have been accompanied by garnet dissolution and (ii) any late increase in temperature, at pressures lower than 10 kbar, would have been recorded by garnet as well as biotite growth. However, biotite growth is accompanied by a moderate dissolution (rather than growth) of garnet in our samples.

The occurrence of two – rather than three – garnet generations is consistent with studies in other Penninic units, like the Dora-Maira (Matsumoto & Hirajima, 2000), where the samples studied are closely similar to those used in the present study.

CONCLUSIONS

(1) The garnet-chloritoid micaschists from the Gran Paradiso Unit contain multi-stage garnets, with (i) relics of an early, high-temperature, event of pre-Alpine age: cores of large garnets, later fractured and partly dissolved, and (ii) narrow overgrowths and newly-grown garnets of small size, of Alpine age. This observation is consistent with previous reports in the Gran Paradiso unit (Borghi & Sandrone, 1995) as well as many other pre-Alpine basements in the Western Alps (Fig. 8.1).

(2) Growth zoning is preserved in both generations of garnet, suggesting that garnet 1 grew at increasing temperature and slightly increasing pressure, whereas garnet 2 grew at slightly increasing temperature and decreasing pressure. Estimated P-T conditions are of about 620°C, 6 kbar for the peak of the pre-Alpine event, and of 490°C, 18-20 kbar for the pressure peak of the Alpine event.

(3) No evidence for a third garnet generation has been found in the studied samples. Interpretation of the growth zoning of garnet 2 using calculated pseudosections does not record an isothermal decompression (Ballèvre, 1988) nor does it record decreasing temperature at decreasing pressure, followed by a late, nearly isobaric, increase in temperature suggested by Borghi (1996) and Brouwer *et al.* (2002). Our interpretation therefore does not support the existence of a late thermal pulse due to mantle delamination proposed by Brouwer *et al.* (2004).

(4) Preservation of growth zoning in both generations of garnets and the limited amount of diffusive reequilibration at the boundary between the two garnets indicate that either temperature was too low during the Alpine history or that the studied rocks enjoyed a fast burial and exhumation rate (cf. Faryad & Chakraborty, 2005).

ACKNOWLEDGEMENTS

Xavier Le Coz is acknowledged for making the numerous thin sections required by our study in the Gran Paradiso, the ones worked out in this paper representing only a small fraction of the material accumulated over the last three years. We are grateful to Martin Racek for discussions concerning the modelling of some high-pressure phase relations. The paper benefited from detailed constructive reviews by A. Proyer and two anonymous reviewers. Editorial handling by M. Brown is greatly appreciated.

APPENDIX**Mixing models for solid solution phases**

Mineral mixing models and nonideality parameters are based on Holland & Powell (1998) and Powell & Holland (1999) and extended to the Mn-bearing system as described below. White micas are modelled after Coggon & Holland (2002), plagioclase after Holland & Powell (2003). The clinopyroxene (omphacite – jadeite) model, based on the study of Holland & Powell (1996), is that used in Wei *et al.* (2003).

garnet

variables: $x(g) = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $ca(g) = \text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn})$; $mn(g) = \text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Mn})$

structural formulae of end-members:

almandine (alm): $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$

pyrope (py): $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$

grossular (gr): $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$

spessartine (spss): $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$

site fractions: $X_{\text{Fe}}^{\text{M}} = x(1-ca-mn)$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M}} = (1-x)(1-ca-mn)$; $X_{\text{Ca}}^{\text{M}} = ca$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M}} = mn$

proportions: $p(\text{alm}) = x(1-ca-mn)$; $p(\text{py}) = (1-x)(1-ca-mn)$; $p(\text{gr}) = ca$; $p(\text{spss}) = mn$

nonideality: symmetric formalism; $w(\text{alm},\text{py}) = 2.5\text{kJ}$, $w(\text{alm},\text{gr}) = 0\text{kJ}$, $w(\text{alm},\text{spss}) = 0\text{kJ}$,

$w(\text{py},\text{gr}) = 33\text{kJ}$, $w(\text{py},\text{spss}) = 4.5\text{kJ}$ (Wood *et al.*, 1994), $w(\text{gr},\text{spss}) = 0\text{kJ}$

staurolite

variables: $x(\text{st}) = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $mn(\text{st}) = \text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$

structural formulae of end-members:

Fe-staurolite (fst): $\text{Fe}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_{7.5}\text{O}_{48}\text{H}_4$

Mg-staurolite (mst): $\text{Mg}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_{7.5}\text{O}_{48}\text{H}_4$

Mn-staurolite (mnst): $\text{Mn}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_{7.5}\text{O}_{48}\text{H}_4$

site fractions: $X_{\text{Fe}}^{\text{M}} = x(1-mn)$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M}} = (1-x)(1-mn)$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M}} = mn$

proportions: $p(\text{fst}) = x(1-mn)$; $p(\text{mst}) = (1-x)(1-mn)$; $p(\text{mnst}) = mn$

nonideality: symmetric formalism; $w(\text{fst},\text{mst}) = -8\text{kJ}$, $w(\text{fst},\text{mnst}) = 0\text{kJ}$, $w(\text{mst},\text{mnst}) = 0\text{kJ}$

chloritoid

variables: $x(\text{ctd}) = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $mn(\text{ctd}) = \text{Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$

structural formulae of end-members:

Fe-chloritoid (fctd): $\text{FeAl}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_2$

Mg-chloritoid (mctd): $\text{MgAl}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_2$

Mn-chloritoid (mnctd): $\text{MnAl}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_2$

site fractions: $X_{\text{Fe}}^{\text{M}} = x(1-mn)$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M}} = (1-x)(1-mn)$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M}} = mn$

proportions: $p(\text{fctd}) = x(1-mn)$; $p(\text{mctd}) = (1-x)(1-mn)$; $p(\text{mnctd}) = mn$

nonideality: symmetric formalism; $w(\text{fctd}, \text{mctd}) = 1\text{kJ}$, $w(\text{fctd}, \text{mnctd}) = 0\text{kJ}$,

$w(\text{mctd}, \text{mnctd}) = 0\text{kJ}$

chlorite

variables: $x(\text{chl}) = \text{bulk Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $mn(\text{chl}) = \text{bulk Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$; $y(\text{chl}) = X_{\text{Al}}^{\text{T2}}$;

$N(\text{chl}) = (X_{\text{Al}}^{\text{M4}} - X_{\text{Al}}^{\text{M1}})/2$

structural formulae of end-members:

Al-free chlorite (afchl): $\text{Mg}_4\text{MgMg}[\text{Si}_2]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$

clinochlore (clin): $\text{Mg}_4\text{MgAl}[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$

daphnite (daph): $\text{Fe}_4\text{FeAl}[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$

Mn-chlorite (mnchl): $\text{Mn}_4\text{MnAl}[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$

amesite (ames): $\text{Mg}_4\text{AlAl}[\text{Al}_2]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_4$

site fractions: $X_{\text{Fe}}^{\text{M23}} = x(1-mn)$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M23}} = (1-x)(1-mn)$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M23}} = mn$; $X_{\text{Al}}^{\text{M1}} = y-N$; $X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} = x(1-mn)(1-y+N)$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M1}} = (1-x)(1-mn)(1-y+N)$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M1}} = mn(1-y+N)$; $X_{\text{Al}}^{\text{M4}} = y+N$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M4}} = (1-x)(1-mn)(1-y-N)$; $X_{\text{Al}}^{\text{T2}} = y$; $X_{\text{Si}}^{\text{T2}} = 1-y$

proportions: $p(\text{afchl}) = 1-y-N$; $p(\text{clin}) = 2N-2x(1-mn)(3-y)/5-2mn(3-y)/5$; $p(\text{daph}) = 2x(1-mn)(3-y)/5$; $p(\text{mnchl}) = 2mn(3-y)/5$; $p(\text{ames}) = y-N$;

nonideality: symmetric formalism; $w(\text{afchl}, \text{clin}) = 18\text{kJ}$; $w(\text{afchl}, \text{daph}) = 14.5\text{kJ}$;

$w(\text{afchl}, \text{mnchl}) = 0\text{kJ}$; $w(\text{afchl}, \text{ames}) = 20\text{kJ}$; $w(\text{clin}, \text{daph}) = 2.5\text{kJ}$; $w(\text{clin}, \text{mnchl}) = 0\text{kJ}$;

$w(\text{clin}, \text{ames}) = 18\text{kJ}$; $w(\text{daph}, \text{mnchl}) = 0\text{kJ}$; $w(\text{daph}, \text{ames}) = 13.5\text{kJ}$; $w(\text{mnchl}, \text{ames}) = 0\text{kJ}$

biotite

variables: $x(\text{bi}) = \text{bulk Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$; $mn(\text{bi}) = \text{bulk Mn}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$; $y(\text{bi}) = X_{\text{Al}}^{\text{M1}}$; $Q(\text{bi}) = 3[x - (\text{Fe}/[\text{Fe}+\text{Mg}])^{\text{M2}}]$

structural formulae of end-members:

phlogopite (phl): $\text{KMgMg}_2[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

annite (ann): $\text{KFeFe}_2[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

Mn-biotite (mnbi): $\text{KMnMn}_2[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

eastonite (east): $\text{KAlMg}_2[\text{Al}_2]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

“ordered biotite” (obi): $\text{KFeMg}_2[\text{SiAl}]\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

site fractions: $X_{\text{Al}}^{\text{M1}}=y$; $X_{\text{Fe}}^{\text{M1}}=x(1-\text{mn})(1-y)+2Q(1-\text{mn})/3$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M1}}=(1-x)(1-\text{mn})(1-y)-2Q(1-\text{mn})/3$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M1}}=\text{mn}(1-y)$; $X_{\text{Fe}}^{\text{M2}}=(x-Q/3)(1-\text{mn})$; $X_{\text{Mg}}^{\text{M2}}=(1-x+Q/3)(1-\text{mn})$; $X_{\text{Mn}}^{\text{M2}}=\text{mn}$; $X_{\text{Al}}^{\text{T1}}=(1+y)/2$; $X_{\text{Si}}^{\text{T1}}=(1-y)/2$

proportions: $p(\text{phl})=(1-x)(1-\text{mn})(1-y)-2\text{mny}/3-2Q(1-\text{mn})/3$; $p(\text{ann})=(1-\text{mn})(x-Q/3)$;

$p(\text{mnbi})=\text{mn}(3-y)/3$; $p(\text{east})=y$; $p(\text{obi})=Q(1-\text{mn})-xy(1-\text{mn})$

nonideality: symmetric formalism: $w(\text{phl},\text{ann})=9\text{kJ}$; $w(\text{phl},\text{mnbi})=0\text{kJ}$; $w(\text{phl},\text{east})=10\text{kJ}$;

$w(\text{phl},\text{obi})=3\text{kJ}$; $w(\text{ann},\text{mnbi})=0\text{kJ}$; $w(\text{ann},\text{east})=-1\text{kJ}$; $w(\text{ann},\text{obi})=6\text{kJ}$; $w(\text{mnbi},\text{east})=0\text{kJ}$;

$w(\text{mnbi},\text{obi})=0\text{kJ}$; $w(\text{east},\text{obi})=10\text{kJ}$;

DQF: $I_{\text{obi}}^{\text{bi}}=-10.73\text{kJ}$

REFERENCES

- Ballèvre, M., 1988. Collision continentale et chemins P-T: L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles*, **19**, 352p.
- Battiston, P., Benciolini, L., Dal Piaz, G. V., De Vecchi, G., Marchi, G., Martin, S., Polino, R. & Tartarotti, P., 1984. Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **29**, 209-232.
- Beath, P., 1952. Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Beiträge zur Geologische Karte der Schweiz (Neue Folge)*, **96**, 1-94.
- Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P., 1984. Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità piemontesi della valle di Campiglia. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **29**, 127-151.
- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R. T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M., 2000. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **80**, 225-248.
- Bertrand, M., 1894. Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**(XXII), 69-162.
- Biino, G. & Pognante, U., 1989. Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (western Alps, Italy): Early-alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos*, **24**, 3-19.
- Bocquet, J., 1974. Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **278**(D), 2601-2604.
- Borghi, A., Cadoppi, P., Porro, A. & Sacchi, R., 1985. Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps). *Bollettino del Museo Regionale di Scienze Naturali, Torino*, **3**, 369-380.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Sandrone, R., 1996. Composite P-T paths in the Internal Penninic Massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **89**, 345-367.
- Borghi, A. & Sandrone, R., 1995. Petrological constraints on the Alpine P-T history of the internal Pennine nappes of the Western Alps. *Bollettino del Museo Regionale di Scienze Naturali (Torino), Supplemento*, **13**, 241-272.
- Bouffette, J., Lardeaux, J.-M. & Caron, J.-M., 1993. Le passage des granulites aux élogites dans les métapélites de l'unité de la Punta Muret (Massif Dora-Maira, Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **II 317**, 1617-1624.

- Brouwer, F. M., 2000. Thermal evolution of high-pressure metamorphic rocks in the Alps. *Geol. Ultraiectina*, **1999**, 221p.
- Brouwer, F. M., Van de Zedde, M. J. R., Wortel, M. J. R. & Vissers, R. L. M., 2004. Late orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models. *Earth and Planetary Science Letters*, **220**, 185-199.
- Brouwer, F. M., Vissers, R. L. M. & Lamb, W. M., 2002. Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 450-470.
- Burri, M., 1983. Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bulletin de Géologie de Lausanne*, **270**, 1-88.
- Callegari, E., Compagnoni, R. & Dal Piaz, G. V., 1969. Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **88**, 59-69.
- Chopin, C., 1981. Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales française). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7) **23**, 297-301.
- Choukroune, P. & Gapais, D., 1983. Strain pattern in the Aar granites (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology*, **5**, 411-418.
- Coggon, R. & Holland, T. J. B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**(7), 683-696.
- Compagnoni, R., 1977. The Sesia-Lanzo zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **33**(1), 335-374.
- Compagnoni, R., Elter, G. & Lombardo, B., 1974. Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Memorie della Società Geologica Italiana. (Suppl.1)*, **13**, 227-239.
- Compagnoni, R. & Lombardo, B., 1974. The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **30**, 223-237.
- Compagnoni, R. & Prato, R., 1969. Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **88**, 537-549.
- Dachs, E. & Proyer, A., 2001. Relics of high-pressure metamorphism from the Grossglockner region, Hohe Tauern, Austria: paragenetic evolution and P-T paths of retrogressed eclogites. *European Journal of Mineralogy*, **13**(1), 67-86.
- Dale, J., Powell, R., White, R. W., Elmer, F. L. & Holland, T. J. B., 2005. A thermodynamic model for Ca-Na clinoamphiboles in Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O for petrological calculations. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**(8), 771-791.

- Dale, J. & Holland, T. J. B., 2003. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**(8), 813-829.
- Dal Piaz, G. V., 1963. Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa: paraderivati a prevalente metamorfismo Alpino. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia*, **20**, 102-135.
- Dal Piaz, G. V., 1966. Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **85**, 103-132.
- Dal Piaz, G. V., 1993. Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension. In: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (eds von Raumer, J. F. & Neubauer, F.), pp. 249-265. Springer-Verlag, Berlin.
- Dal Piaz, G. V. & Lombardo, B., 1986. Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement of the northwestern Alps. In: *Blueschists and eclogites* (eds Evans, B. W. & Brown, E. H.). *Geological Society of America Memoir*, **164**, pp. 249-265, Geological Society of America, Boulder.
- Dal Piaz, G. V., Lombardo, B. & Gosso, G., 1983. Metamorphic evolution of the Mt. Emilius klippe, Dent Blanche nappe, Western Alps. *American Journal of Science*, **283-A**, 438-458.
- Desmons, J., 1992. The Briançon basement (Pennine Western Alps): mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **72**, 37-55.
- Desmons, J., Compagnoni, R. & Cortesogno, L., 1999a. Alpine metamorphism of the western Alps : II. High-P/T and related pre-greenschist metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 111-134.
- Desmons, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M. & Gaggero, L., 1999b. Pre-alpine metamorphism of the internal zones of the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 23-39.
- Desmons, J. & Ghent, E. D., 1977. Chemistry, zonation and distribution coefficients of elements in eclogitic minerals from the Eastern Sesia Unit, Italian Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **57**, 397-411.
- Desmons, J., Laduron, D. & De Béthune, P., 1977. Grenats zonés de la nappe du Grand-saint-Bernard et de la zone piémontaise (Alpes Occidentales). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **29**, 327-347.
- Detraz, G. & Loubat, H., 1984. Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes françaises). *Géologie alpine*, **60**, 5-12.
- Engvik, A. K., Austrheim, H. & Andersen, T. B., 2000. Structural, mineralogical and petrophysical effects on deep crustal rocks of fluid-limited polymetamorphism, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 121-134.

- Erambert, M. & Austrheim, H., 1993. The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 204-214.
- Ernst, G. W., 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2053-2078.
- Faryad, S. W. & Chakraborty, S., 2005. Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modelling of garnet: a case study from the Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **150**, 306-318.
- Faryad, S. W. & Hoinkes, G., 2003. P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). *Mineralogy and Petrology*, **77**, 129-159.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jäger, E. & Niggli, E., 1974. Alpine metamorphism of the Alps: a review. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **54**, 247-290.
- Ganne, J., Bussy, F. & Vidal, O., 2003. Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basement (Ambin Massif, Savoy): New petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *Journal of Petrology*, **44**(7), 1281-1308.
- Giorgis, D., Thélin, P., Stampfli, G. & Bussy, F., 1999. The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 381-398.
- Guiraud, M., Powell, R. & Rebay, G., 2001. H₂O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 445-454.
- Heinrich, C. A., 1986. Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula Nappe. *Journal of Petrology*, **27**, 123-154.
- Hiroi, Y. & Ellis, D., 1994. Preservation of Ca, P, REE growth zonation patterns in garnet which have undergone partial Fe, Mg and Mn volume diffusion re-equilibration: examples from Japan and Sri Lanka. *EOS, Transactions of the American geophysical union*, **75**, 185-186.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**(3), 309-343.
- Holland, T. & Powell, R., 2003. Activity – composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**, 492-501.
- Hy, C., 1984. Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone. (zone Sesia-Lanzo, Alpes Italiennes). *Unpub. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 199p.*
- Karabinos, P., 1984. Polymetamorphic garnet zoning from Southeastern Vermont. *American Journal of Science*, **284**, 1008-1025.

- Laduron, D. & Desmons, J., 1981. Résorption et néocroissances dans les grenats d'un micaschiste du Rutor (Alpes penniques franco-Italiennes). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **31**, 335-347.
- Lanzirotti, A., 1995. Yttrium zoning in metamorphic garnets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 4105-4110.
- Lardeaux, J.-M., Gosso, G., Kienast, J.-R. & Lombardo, B., 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, **24**, 793-800.
- Lardeaux, J.-M. & Spalla, M. I., 1991. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 35-59.
- Le Bayon, B. & Ballèvre, M., 2004. Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous - Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, eastern Alps). *Comptes Rendus Geoscience*, **336**, 1079-1089.
- Le Bayon, B. & Ballèvre, M., 2006. Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. *Journal of Structural Geology*, **in press**.
- Le Bayon, R., 2003. Tectono-Metamorphic evolution of the Monte Rosa Nappe and surrounding units (Western Alps): Implications for Alpine geodynamics and exhumation of metamorphic terranes, *Universität Basel, Basel*.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R. & Lacassin, R., 2005. Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics*, **24**, TC4002.
- Loomis, T. P., 1983. Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In: *Kinetics and equilibrium in minerals reaction* (ed Saxena, S. K.) *Advances in Physical Geochemistry*, **3**, pp. 1-60. Springer-Verlag, New York.
- Madhjou, Y., Choukroune, P. & Kienast, J.-R., 1997. Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168**, 649-661.
- Malusà, M. G., 2005. The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **176**, 417-431.
- Matsumoto, N. & Hirajima, T., 2000. Garnet in pelitic schists from a quartz-eclogite unit of the southern Dora-Maira massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **80**, 53-62.

- Meffan-Main, S., Cliff, R. A., Barnicoat, A. C., Lombardo, B. & Compagnoni, R., 2004. A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso, western Alps: a Rb-Sr microsampling study. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**, 267-281.
- Perchuk, A. L., Burchard, M., Maresch, W. V. & Schertl, H.-P., 2005. Fluid-mediated modification of garnet interiors under ultrahigh-pressure conditions. *Terra Nova*, **17**(6), 545-553.
- Pognante, U., Talarico, U., Rastelli, N. & Ferrati, N., 1987. High pressure metamorphism in the nappes of the valle dell'Orco traverse (Western Alps collisional belt). *Journal of Metamorphic Geology*, **5**, 397-414.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 173-204.
- Powell, R. & Holland, T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist*, **84**, 1-14.
- Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos*, **70**(3-4), 183-194.
- Rebay, G. & Spalla, M. I., 2001. Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia-Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting? *Lithos*, **58**(3), 85-104.
- Robinson, P., 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *American Mineralogist*, **76**(11-12), 1781-1810.
- Rubatto, D. & Hermann, J., 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, **29**(1), 3-6.
- Rubatto, D., Schaltegger, U., Lombardo, B., Colombo, F. & Compagnoni, R., 2001. Complex paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **81**(2), 213-228.
- Rumble III, D. & Finnerty, T. A., 1974. Devonian Grossular-Spessartine overgrowths on Ordovician Almandine from Eastern Vermont. *American Mineralogist*, **59**, 558-562.
- Sandrone, R. & Borghi, A., 1992. Zoned garnets in the northern Dora-Maira Massif and their contribution to a reconstruction of the regional metamorphic evolution. *European Journal of Mineralogy*, **4**, 465-474.
- Spear, F. & Kohn, M., 1996. Trace element zoning in garnet as monitor of crustal melting. *Geology*, **24**, 1099-1102.
- Thélin, P., 1992. Les métapelites du Mont-Mort: une fenêtre métamorphique (Nappe des Pontis, Zone du Rutor, Valais). *Bulletin de Géologie de Lausanne*, **315**, 99-116.
- Tracy, R. J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Characterization of Metamorphism through mineral equilibria* (ed Ferry, J.M.), *Reviews in mineralogy*, **10**, pp. 355-397. Mineralogical Society of America.

- Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F., 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from the equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kb range. *American Journal of Science*, **301**, 557-592.
- von Raumer, J. F. & Bussy, F., 2004. Mont Blanc and Aiguilles Rouges; Geology of their polymetamorphic basement (External Massifs, Western Alps, France-Switzerland). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, **42**, 203p.
- von Raumer, J. F. & Schwander, H. W., 1985. Garnet evolution in pre-Variscan pelitic rocks from the Lake Emosson area, Aiguilles Rouges Massif, Western Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 467-479.
- Vry, J. K., Baker, J., Maas, R., Little, T. A., Grapes, R. & Dixon, M., 2004. Zoned (Cretaceous and Cenozoic) garnet and the timing of high grade metamorphism, Southern Alps, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**(3), 137-157.
- Vuichard, J. P. & Ballèvre, M., 1988. Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic-pelitic rocks from the Sesia zone (western Alps): their bearing on phase relations in high-pressure metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 135-157.
- Wei, C. & Powell, R., 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 -H $_2O$) with application to natural rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **145**, 301-315.
- Wei, C. & Powell, R., 2004. Calculated Phase Relations in High-Pressure Metapelites in the System NKFMASH (Na_2O - K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 -H $_2O$). *Journal of Petrology*, **45**(1), 183-202.
- Wei, C. J. & Powell, R., 2006. Calculated phase relations in the system NCKFMASH (Na_2O -CaO- K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 -H $_2O$) for high-pressure metapelites. *Journal of Petrology*, **47**(2), 385-408.
- Wei, C. J., Powell, R. & Zhang, L. F., 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the Na_2O -CaO-FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 -H $_2O$ system. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**(2), 163-179.
- Whitney, D. L., 1991. Calcium depletion halos and Fe-Mn-Mg zoning around faceted plagioclase inclusions in garnet from high-grade pelitic gneiss. *American Mineralogist*, **76**, 493-500.
- Wood, B. J., Hackler, R. T. & Dobson, D. P., 1994. Experimental determination of Mn-Mg mixing properties in garnet, olivine and oxide. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**, 438-448.

Mineral	Phengite	Phengite	Phengite	Paragonite	Garnet 1	Garnet 1	Garnet 2	Garnet 2	Chloritoid	Chlorite	Ilmenite 2	Biotite	Albite
Analysis	168	167	2	265	298	54	28	10	86	143	117	91	133
Position	Matrix (core)	Matrix (rim)	Grt inclusion	Matrix	Core	Rim	Core	Rim	Matrix	Matrix	Matrix	Grt rim	+chl
SiO ₂	50.64	47.29	50.78	47.40	36.58	35.69	36.50	36.44	24.67	24.10	0.00	34.36	69.29
TiO ₂	0.24	0.13	0.81	0.10	0.01	0.07	0.03	0.00	0.00	0.04	53.41	1.59	0.00
Al ₂ O ₃	27.05	34.23	26.12	39.03	20.98	20.61	21.26	21.21	40.66	22.21	0.06	18.41	19.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00
FeO*	2.67	1.95	2.67	0.53	33.73	38.49	32.42	36.08	24.34	30.99	45.45	21.54	0.00
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	3.47	1.17	1.67	0.91	0.16	0.14	0.88	0.13	0.01
MgO	3.32	1.06	3.16	0.08	1.51	2.50	1.56	2.24	2.59	10.53	0.03	7.33	0.00
CaO	0.00	0.02	0.00	0.07	3.80	1.81	6.43	3.02	0.00	0.00	0.00	0.13	0.06
Na ₂ O	0.26	1.07	0.24	7.04	0.02	0.05	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.14	11.57
K ₂ O	10.84	9.94	10.33	0.89	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	7.75	0.04
Total	95.02	95.69	94.17	95.13	100.10	100.37	99.87	99.92	92.47	88.05	99.83	91.43	100.22
<i>Oxygens</i>	22	22	22	22	24	24	24	24	6	14	3	22	32
Si	6.80	6.27	6.86	6.06	5.94	5.84	5.90	5.91	1.02	2.61	0.00	5.48	11.97
Al	4.28	5.35	4.16	5.89	4.02	3.97	4.05	4.06	1.98	2.84	0.00	3.46	3.99
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.02	0.01	0.08	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	0.19	0.00
Fe*	0.30	0.22	0.30	0.06	4.58	5.26	4.38	4.89	0.84	2.81	0.96	2.87	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.16	0.23	0.12	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00
Mg	0.66	0.21	0.64	0.02	0.36	0.61	0.37	0.54	0.16	1.70	0.00	1.74	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.66	0.32	1.11	0.53	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
Na	0.07	0.28	0.06	1.74	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	3.94
K	1.86	1.68	1.78	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.58	0.03
Total	14.00	14.02	13.89	13.93	16.00	16.18	16.06	16.06	4.00	9.97	1.99	15.41	20.01
X _{Fe}	0.31	0.51	0.32	0.78	0.93	0.90	0.92	0.90	0.84	0.62		0.62	
X _{Na} /X _{An}	0.04	0.14	0.03	0.92									0.01
Alm					0.75	0.83	0.72	0.80					
Sps					0.08	0.03	0.04	0.02					
Prp					0.06	0.10	0.06	0.09					
Grs					0.11	0.05	0.18	0.09					

Table 8.1. Representative mineral analyses from sample FICH3A.

		measured			calculated			
P-T stage					19.5 kbar - 492 °C		14.5 kbar - 545 °C	
					M _{A1}		M _{A2}	
phase	variable	mode	core	rim/mx	mode	compo.	mode	compo.
Grt	X _{Fe}	9.8	0.92	0.90	5.4	0.93	10.6	0.90
	X _{Grs}		0.18	0.08		0.18		0.09
	X _{Sps}		0.06	0.02		0.07		0.04
Cld	X _{Fe}	4.9		0.80-0.85	12.3	0.83	0.8	0.80
	X _{Mn}			0.01		0.01		0.00
Chl	X _{Fe}	2.2		0.57	2.4	0.51	8.4	0.50
	y			0.67		0.51		0.53
Ms	X _{Fe}	52.8	0.30-0.45	0.50-0.56	52.1	0.45	54.3	0.48
	Si(apfu)		6.60-6.80	6.26-6.42		6.72		6.30
	X _{Na}		0.04-0.10	0.13-0.17		0.06		0.14
Pg	X _{Na}	27.2		0.89-0.96	24.6	0.99	20.8	0.96
Qtz		1.6			2.3		3.2	
H2O					0.9		1.9	

Note: Chlorite - $y = X(\text{Al}, \text{T2}) = (4 - \text{Si})/2$; $X_{\text{Mn}} < 0.01$

Table 8.2. Summary of measured and calculated modes (%) and selected compositional variables of phases crystallised during the second metamorphic event (M_{A1}-M_{A2}).

Chapitre 9

Déformation hétérogène et enregistrement partiel du métamorphisme au sein d'une croûte continentale subductée (Gran Paradiso, Alpes Occidentales)



Contact intrusif préservé au sein du Grand Paradis

Déformation hétérogène et enregistrement partiel du métamorphisme au sein d'une croûte continentale subductée (Gran Paradiso, Alpes Occidentales).

1. Introduction

Les roches de haute et de ultra-haute pression (UHP) sont caractéristiques des zones de collision et de subduction continentale. Cependant, au sein de ces unités de haute pression, les estimations des conditions P-T peuvent différer largement d'une roche à l'autre. L'enregistrement et la préservation des assemblages de haute-pression semblent être à l'origine de ces différences (par ex; Heinrich, 1982). Le cas des métaгранitoïdes est emblématique de cet état: par rapport aux metabasites, rares sont les métagranites dans lesquels des reliques de haute-pression ont été identifiés. Plusieurs exemples de granitoïdes situés au sein d'unités continentales à reliques éclogitiques ont été étudiés afin de mieux comprendre leur capacité à enregistrer et à préserver un épisode de haute-pression. C'est le cas:

- des métagranites du Monte Mucrone dans la zone éclogitique de Sesia (Oberhänsli et al., 1985, Früh-Green, 1994) et de Brossasco dans l'unité à coesite de Dora-Maira (Biino, 1992; Bruno, 2001; Compagnoni, 2001).

- du métagranite de la Picherais (Massif Armoricaire, France) et de celui de Malpica-Tuy (Massif Ibérique, Espagne) dans les unités éclogitiques de la chaîne hercynienne (Gil Ibarguchi, 1995);

- des métagranites du Su-Lu (Qinling belt, China) (Wallis et al., 1997) et de Bixiling (Dabieshan, China) (Liu et al., 2003) situés tous les deux au sein d'unités de UHP.

Ces granites préservent parfaitement les textures magmatiques et ne semblent pas enregistrer ou préserver les assemblages caractéristiques de la haute pression. En effet, les transformations métamorphiques sont souvent nulles ou partielles au sein de ces métagranites. Ces différentes études ont permis l'identification de deux types de textures réactionnelles caractéristiques de la haute pression dans les métagranites, à savoir des pseudomorphoses du

plagioclase et de la biotite, et/ou (ii) des réactions coronitiques autour des minéraux magmatiques.

Pseudomorphoses de plagioclase - Le minéral caractéristique du faciès des éclogites dans ces roches acides est la jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), produit de la réaction prograde Albite = Jadéite + Quartz. Le plagioclase n'est par définition pas stable dans le faciès des éclogites. Pendant l'épisode éclogitique, le plagioclase est complètement pseudomorphosé par des agrégats à jadéite, zoisite, quartz, feldspath potassique et parfois disthène.

Pseudomorphoses de biotite - A haute pression, la biotite n'étant également pas stable, elle est souvent remplacée par de la phengite. La phengite ne contenant pas de titane, ce dernier permet la formation de rutile. Le rutile est souvent représenté par des aiguilles de sagenite (rutile) en inclusion dans la phengite, ces aiguilles étant facilement identifiables puisqu'elles se recoupent avec un angle de 120° .

Réactions coronitiques - Deux types de textures réactionnelles sont observées : (i) formation d'une couronne de grenat et de rutile en bordure de la biotite, lorsque celle-ci est au contact du quartz (ex : métagranite de Brossasco). (ii) formation d'une couronne réactionnelle constituée de grenat et de phengite au contact entre la biotite et le feldspath potassique magmatique. Le grenat formé est souvent riche en calcium, provenant de la déstabilisation du plagioclase.

Certains métagranites conservent parfaitement l'assemblage primaire magmatique et ne présentent quasiment aucune transformation minéralogique pendant la phase éclogitique. En effet, certains métagranites ne présentent aucune trace de jadéite. Parfois la biotite et le plagioclase sont parfaitement préservés, même si ce dernier est parfois partiellement remplacé par un agrégat à zoisite-albite-mica blanc. C'est le cas, par exemple, du granite de la Picherais situé au sein du complexe éclogitique de Champtoceaux dans le massif Armoricaire (Chaîne Hercynienne), et du granite de Bixiling dans les montagnes du Dabieshan en Chine.

L'objet de cette étude est le massif éclogitique du Grand Paradis, qui présente de nombreux volumes épargnés de toute déformation alpine et transformations métamorphiques lors de l'épisode éclogitique alpin (Ballèvre, 1988 ; Compagnoni & Lombardo, 1974; Le Goff & Ballèvre, 1990). Ces volumes contiennent des granites et des paragneiss préalpins. Ce travail consiste en une étude structurale et pétrologique détaillée de ces volumes afin de mieux comprendre si ces volumes ont enregistré ou non l'épisode HP, et pourquoi.

Les transformations métamorphiques ont tendance à changer les propriétés physiques (densité, viscosité...) de la croûte. La présence de roches métastables au sein d'une croûte continentale subductée peut donc avoir des conséquences importantes sur la densité de la

croûte, qui elle-même peut avoir une influence non négligeable sur les processus de subduction et d'exhumation des roches de haute pression (Austrheim et al., 1997 ; Bjornerud et al., 2002; Bousquet et al., 1997; Doin & Henry, 2001 ; Jolivet et al., 2005).

2. Contexte géologique

2.1 Les Alpes occidentales

Les Alpes occidentales résultent de la collision entre la paléomarge européenne et la paléomarge adriatique (Figure 9.1). Cette collision est suivie par la subduction de la croûte continentale européenne (Dora-Maira, Gran Paradiso, Monte Rosa) et de lambeaux de croûte continentale adriatique (unités austroalpines). Cette subduction entraîne l'éclogitisation de la croûte continentale. En effet, de nombreuses roches de haute pression (Paléomarge européenne : Monte-Rosa, Gran Paradiso ; paléomarge adriatique : Sesia, Dent blanche) et de ultra-haute pression (Paléomarge européenne : Dora-Maira) affleurent au sein de ces unités continentales.

Malgré une déformation et un métamorphisme important lors de l'enfouissement et de l'exhumation de la croûte continentale, plusieurs granitoïdes sont totalement épargnés par la déformation et parfois ne montrent aucune évidence du métamorphisme de haute pression. C'est le cas du métagranite non déformé de Brossasco situé dans l'unité à coesite de Dora-Maira (Biino, 1992; Bruno, 2001; Compagnoni, 2001) et du métagranite du Monte Mucrone situé dans l'unité austroalpine éclogitique de Sesia (Oberhänsli et al., 1985, Früh-Green, 1994), où les textures magmatiques sont parfaitement préservées, mais où quelques reliques de métamorphisme de haute pression sont tout de même à signaler. Des volumes de granites associés à des roches paradérivées épargnées de toutes déformations et du métamorphisme alpin ont également été signalés dans le massif éclogitique du Grand Paradis.

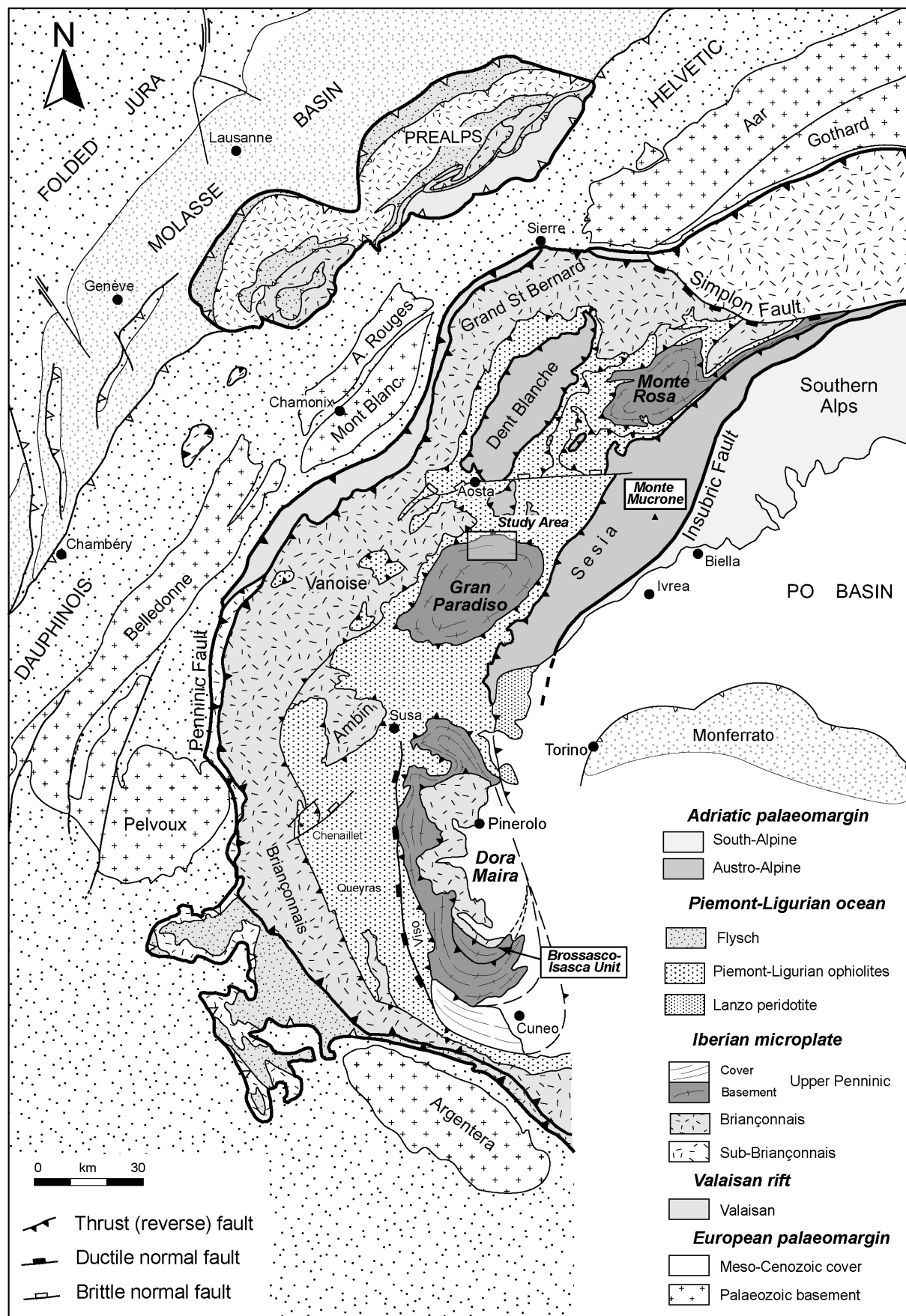


Figure 9.1. Schéma structural simplifié des Alpes occidentales.

2.2 Le Grand Paradis

La partie Nord du massif du Grand Paradis présente deux unités superposées : l'unité du Grand Paradis et l'unité du Money (Figure 9.2) (Compagnoni et al., 1974).

L'**unité du Money** est constituée d'orthogneiss (orthogneiss de l'Erfaulet et du Money) et d'une épaisse série métasédimentaire. L'absence de reliques de métamorphisme de haute température et l'abondance du graphite dans les métasédiments de l'unité du Money ont permis d'argumenter que cette unité est monométamorphique, et donc d'âge permo-carbonifère (Compagnoni et al., 1974). Aucun volume non déformé lors de l'épisode alpin n'a été identifié au sein de cette unité.

L'**unité du Grand Paradis** est polymétamorphique, essentiellement constituée de métasédiments contenant des reliques d'un épisode métamorphique de haute température, donc anté-alpin, et de granitoïdes plus ou moins déformés.

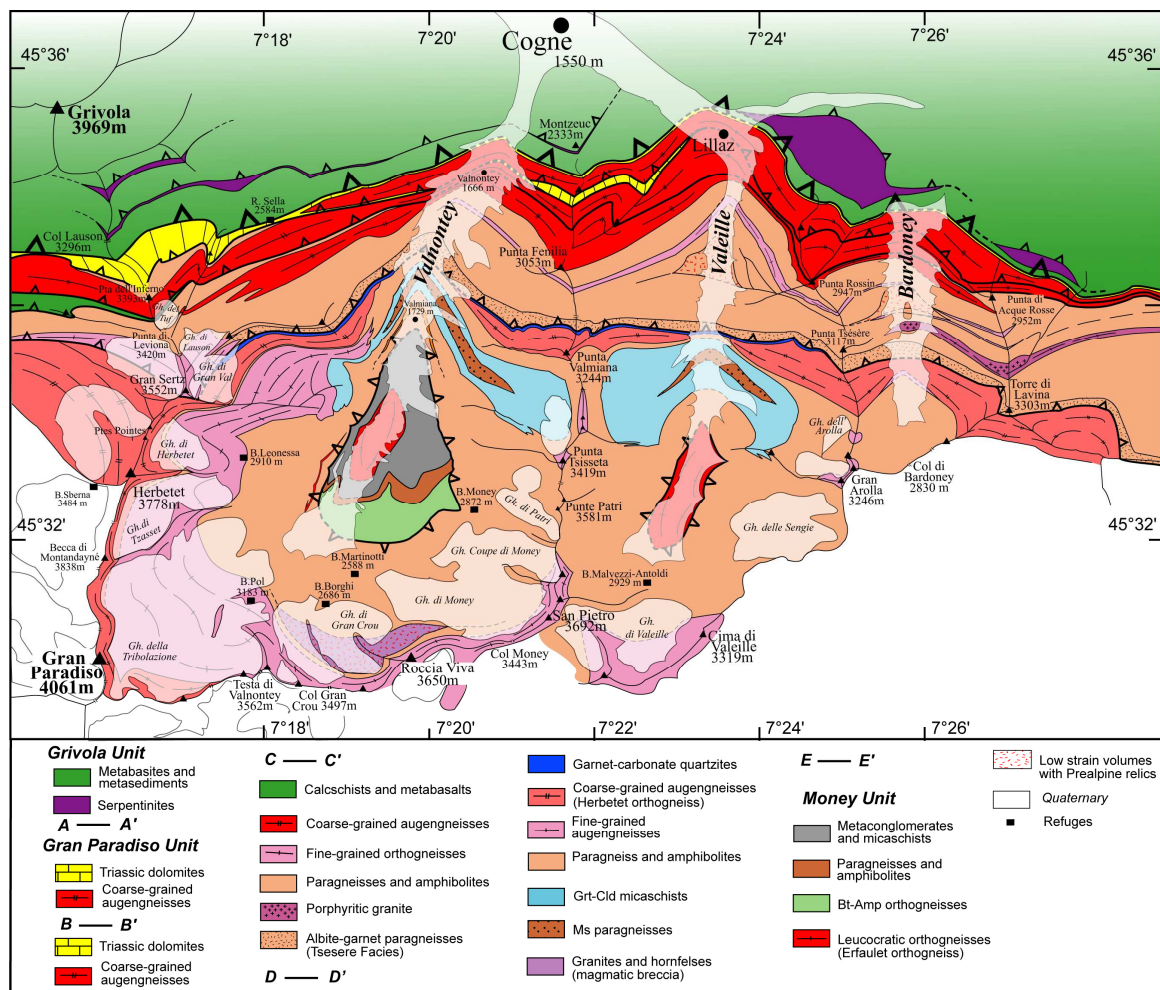


Figure 9.2. Schéma structural de la partie Nord du Massif du Grand Paradis.

L'histoire de la déformation et du métamorphisme dans le Grand Paradis pendant l'orogénèse alpine comprend 3 stades distincts.

(i) Le premier évènement est un évènement de haute pression qui est seulement préservé localement (M_{A1}). En effet, des boudins d'éclogites, préservant parfois la foliation éclogitique (S_{A1}), sont observés au sein de métasédiments, qui eux-mêmes parfois préservent des minéraux reliques du stade éclogitique, et plus rarement des reliques de cette foliation éclogitique. Cette déformation est associée à l'enfouissement du socle continental. Les conditions P-T estimés pour le pic en pression sont de l'ordre de 21-23 kbar pour des températures entre 540 et 570°C (Meffan-Main et al., 2004; Vidal et al., 2001; Wei & Powell, 2003; Wei & Powell, 2004).

(ii) Le deuxième évènement est un évènement de plus basse pression, et correspond à la déformation majeure dans le Grand Paradis (D_{A2}). Cette déformation se développe durant l'exhumation du socle continental éclogitisé. Cette foliation majeure (S_{A2}) est parallèle au contact entre l'unité du Grand Paradis et les unités océaniques sus-jacentes et définit la structure en dôme du massif du Grand Paradis. Cette déformation ductile se trouve dans le faciès des amphibolites à albite-épidote (M_{A2}). Des déplacements le long de chevauchements majeurs ont lieu pendant cet épisode de déformation. En effet, l'unité du Grand Paradis est découpée en sous-unités par de grands contacts tectoniques, qui sont des chevauchements avec un sens de déplacement vers l'ouest, ces chevauchements participant à l'exhumation de l'unité éclogitique du Grand Paradis.

(iii) Le troisième évènement est un épisode de déformation plus localisée, dans le faciès des schistes verts, qui permet le chevauchement de l'unité du Grand Paradis sur l'unité du Money.

Malgré une déformation intense lors de l'orogénèse alpine, des volumes anté-alpins non déformés à l'alpin ont été identifiés au sein de l'unité du Grand Paradis. Ces volumes constituent l'objet de ce chapitre, qui concerne donc uniquement l'unité polymétamorphique du Grand Paradis.

3. Structure et métamorphisme des zones non déformées durant l'orogénèse alpine.

L'unité éclogitique du Grand Paradis est déformée et découpée en plusieurs unités par plusieurs contacts tectoniques (Figure 9.3). Cependant, plusieurs auteurs ont signalé la présence de zones non déformées à l'Alpin. En effet, des ensembles de roches anté-alpines épargnées de toute déformation alpine ont été observées en 2 endroits dans le massif du Grand Paradis: dans la vallée de Piantonetto (Val d'Orco) (Brouwer, 2000; Brouwer et al., 2002; Compagnoni & Lombardo, 1974; Le Goff & Ballèvre, 1990) et dans la vallée de Bardoney (Vallée de Cogne, Vallée d'Aoste) (Ballèvre, 1988). Une cartographie détaillée de la partie septentrionale du Grand Paradis a permis de découvrir de nouveaux exemples de roches non déformées dans les vallées de la Valeille et du Valnontey, mais également de mieux connaître la géométrie de ces zones non déformées. Ces volumes semblent toujours situés entre deux contacts tectoniques majeurs. La déformation étant de moins en moins forte en s'éloignant de ces contacts.

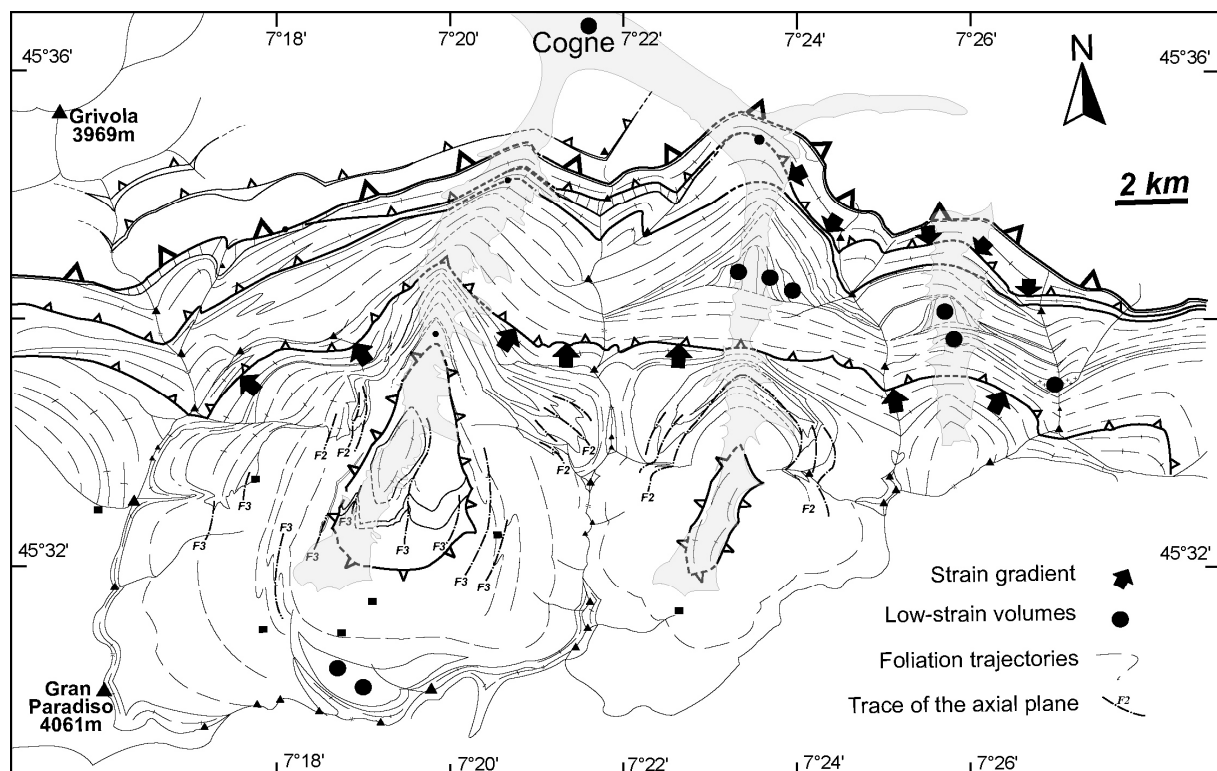


Figure 9.3. Schéma structural simplifié présentant les gradients de déformation au sein du socle continental du Grand Paradis.

3-1. Vallon de Bardoney

Le plus important volume de roches épargnées de toute déformation alpine a été découvert sur les bords du torrent principal de la vallée du Bardoney. Une coupe peut être réalisée le long de ce torrent, et permet d'observer des granites et des paragneiss non déformés, ou très faiblement déformés, durant l'épisode de déformation alpine (Figure 9.4). Des paragneiss albitiques déformés à l'alpin sont situés de part et d'autres de cet ensemble de roches non déformées. Ces paragneiss albitiques présentent une foliation à fort pendage vers le Nord, au Nord de cet ensemble et une foliation subverticale au Sud de cet ensemble.

Trois types de lithologies épargnées de toute déformation alpine ont pu être identifiées au sein du vallon de Bardoney :

- **Des paragneiss** sont facilement identifiables, puisqu'ils présentent un litage « anormalement » plat (subhorizontal) par rapport aux paragneiss environnants à foliation fortement pentée. Ce litage a été identifié comme étant préalpin (Sv : v : varisque), puisqu'il est recoupé par des veines de pegmatites à muscovite et tourmaline non déformées (Figure 9.5a).

Ce litage est défini par l'alignement des grains de quartz, de grandes lamelles de muscovite et d'une pseudomorphose d'un minéral non identifié (Figure 9.6a) et par la présence de veines leucocrates à muscovite, tourmaline et plagioclase, celui-ci étant totalement remplacé par un agrégat d'albite et de clinozoisite (Figure 9.6b). Des reliques de sillimanite (fibrolite) ont pu être observées en inclusions dans les lamelles de muscovite (Figure 9.6c). Seules quelques minéraux caractéristiques du métamorphisme alpin sont observés, des grenats de petite dimension (100 µm) (Figure 9.6a), de la chlorite et de la phengite présentant parfois des inclusions de sagénite (rutile).

La seule déformation alpine observée au sein de ces paragneiss est localisée au niveau d'étroites (2-3 m d'épaisseur) zones de cisaillement verticales de direction E-W (Figure 9.5b).

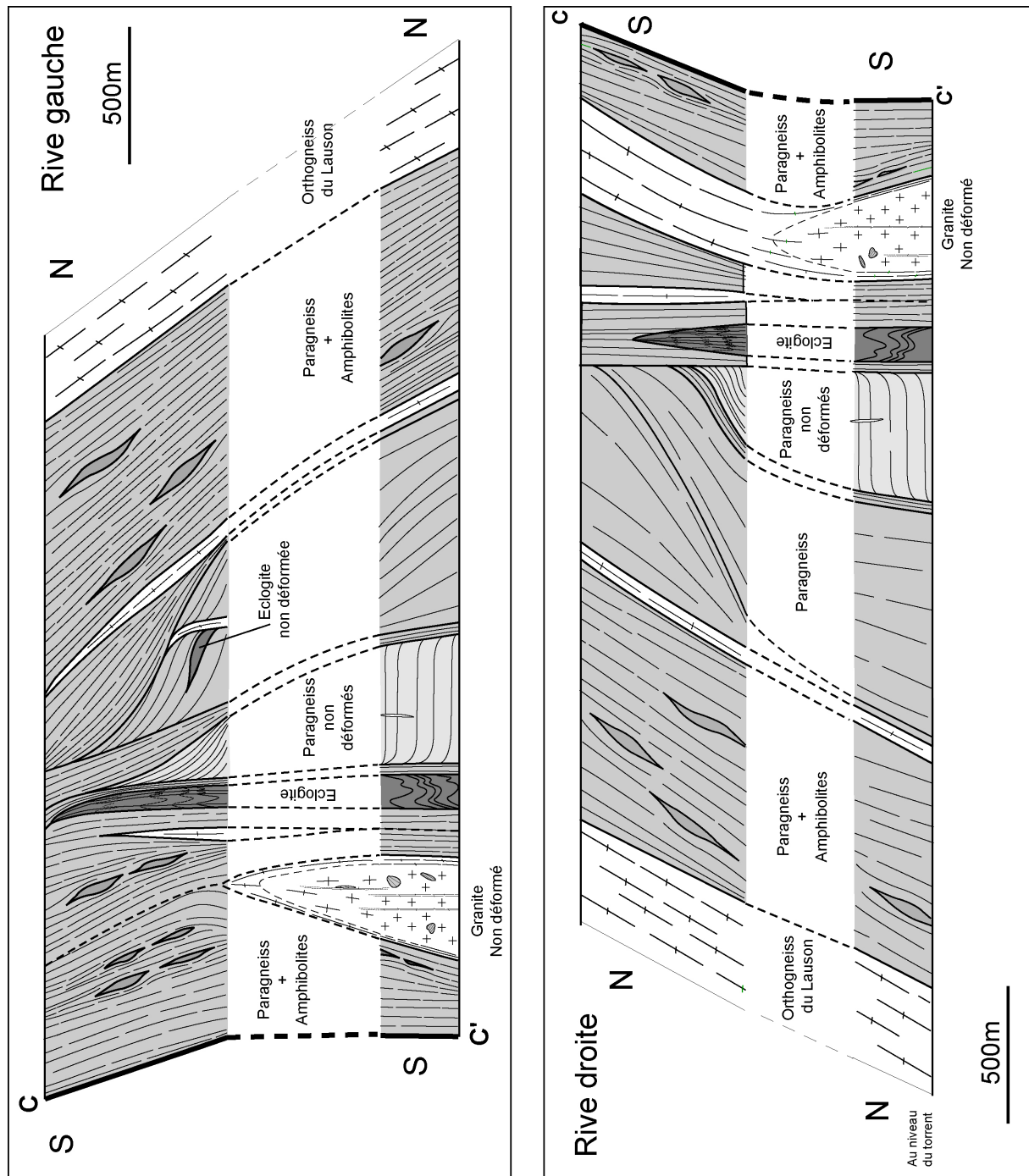


Figure 9.4. Coupes structurales détaillée des deux rives du vallon de Bardoney. Ces coupes permettent de comprendre les lithologies et les géométries dans les zones non déformées situées dans le vallon de Bardoney

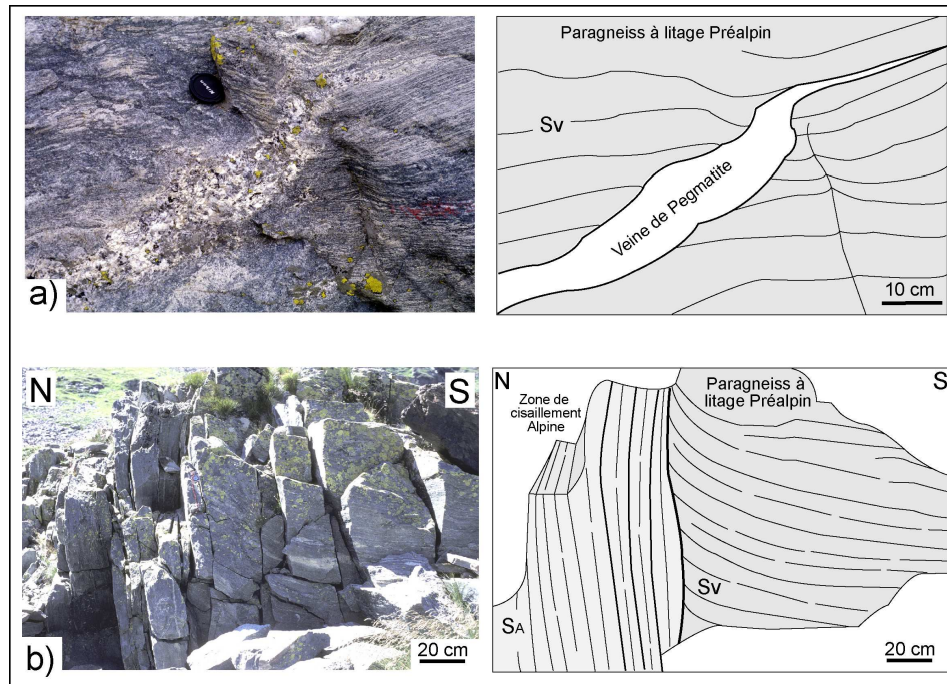


Figure 9.5. Métasédiments à litage préalpin observés en contrebas du chemin principal dans le vallon de Bardoney. a) Veines de pegmatites recoupant le litage préalpin. b) zone de cisaillement vertical recoupant le litage principal. Sv : Foliation préalpine ; S_A : foliation alpine.

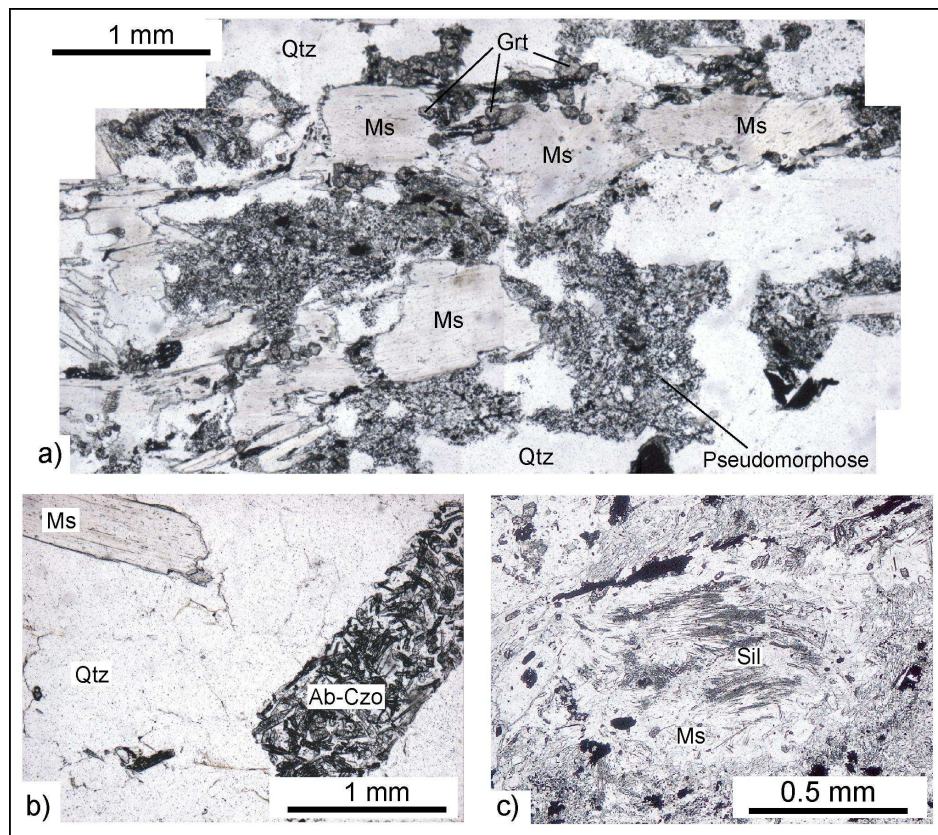


Figure 9.6. Photographies microscopiques des métasédiments à litage préalpin de la vallée de Bardoney. a) Foliation à muscovite-quartz et pseudomorphose indéterminée ; b) veines à muscovite-quartz et pseudomorphose de plagioclase (albite+clinozoisite) ; c) Inclusions de sillimanite dans une lamelle de muscovite.

- **Un granite porphyrique non déformé** affleure à quelques mètres au Sud de ces paragneiss préalpins. L'affleurement principal permettant d'observer ce granite est une petite dalle polie par le passage du torrent, située dans le torrent à quelques mètres en dessous du chemin principal de fond de vallée. Il s'agit d'un granite leucocrate porphyrique, dont la caractéristique principale est la présence de nombreuses enclaves magmatiques et enclaves de roches de l'encaissant (Figure 9-7a). Ce granite porphyrique ne présente aucune déformation interne, les enclaves ne présentent aucune déformation globale, ni aucune orientation préférentielle. La déformation est localisée :

(i) le long de nombreuses et très étroites (5-10cm) zones de cisaillement verticale d'orientation E-W. Ces zones de cisaillement sont marquées par le développement d'une schistosité à 45°, qui se parallélise avec la zone de cisaillement (Figure 9.7b). Les filons et enclaves sont déformés dans les zones de cisaillement.

(ii) en bordure Nord du granite, une zone mylonitique est observée.

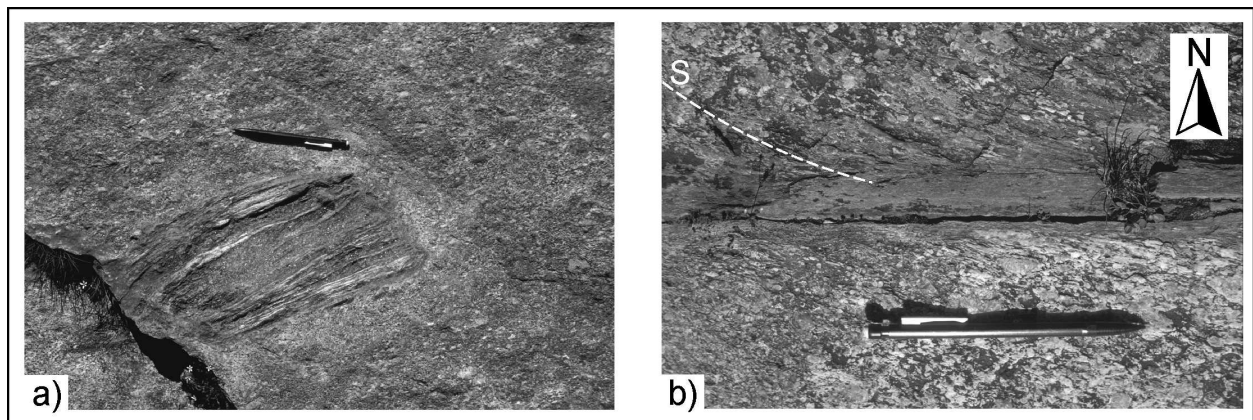


Figure 9.7. Photographies d'un granite porphyrique non déformé à l'alpin observé dans le Vallon de Bardoney, tout près du torrent et du chemin principal de la vallée. a) enclave de roche de l'encaissant à litage préalpin ; b) Zone de cisaillement, avec développement d'une schistosité à 45° qui s'horizontalise dans la zone de cisaillement. Noter le crayon (environ 10 cm de long) pour échelle.

Du fait de l'absence de déformation, les phases magmatiques sont encore clairement identifiables et parfois largement préservées. Les minéraux magmatiques sont le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite, l'ilménite et l'allanite. Quelques transformations métamorphiques mineures sont à noter: le plagioclase, pourtant assez bien préservé, est partiellement ou totalement remplacé par des agrégats à albite, clinozoisite, et phengite ; l'ilménite s'entoure systématiquement d'une couronne de sphène.

De fortes transformations minéralogiques sont observées dans les zones de forte déformation alpine, (i) en bordure des zones non déformées et (ii) dans les zones de cisaillement subverticales qui recoupent les faciès non déformés.

(i) La foliation dans les bordures déformées du granite est définie par du quartz, de l'albite, de la biotite brune, de la clinozoisite et du sphène. Quelques reliques magmatiques sont préservées (porphyroclastes de feldspath potassique et d'allanite). La clinozoisite croît à la bordure de l'allanite quand l'allanite est au contact avec de l'albite.

(ii) La foliation dans les zones de cisaillement E-W qui recoupent le granite est définie par l'allongement de grains fins de quartz, de chlorite et de clinozoisite, la chlorite se développant au dépend de la biotite et le sphène au dépend de l'ilménite.

- En rive gauche du Vallon de Bardoney, non loin des paragneiss et granites non déformés, il existe un affleurement de **métabasites non déformées**. Il s'agit d'une lentille de roches sombres à grain fin. Un litage subhorizontal est perceptible, mais l'orientation de ce litage contraste avec la foliation fortement pentée observée dans les paragneiss de part et d'autre de cet affleurement. Un filon aplitique d'environ 2-3 m d'épaisseur semble recouper ce litage et limite cette lentille vers le Nord. Le litage observé est recoupé par d'étroites veines (shear veins) (de moins d'1mm d'épaisseur) fortement obliques ou parfois parallèles au litage. Ces veines contiennent des cristaux d'amphiboles et de micas blancs orientés. Ces arguments de terrain ne nous permettent pas de conclure quant à l'origine de ce litage.

Au microscope, cette roche basique est essentiellement constituée de nombreux et très petits (0.01mm) grains de grenat, d'aggrégats de grains d'omphacite, de nombreux grains d'amphibole verte pâle (Figure 9.8) identifiée à la microsonde comme étant une barroisite, de rutile, et de mica blanc à substitution phengitique élevée au cœur (Si (6,6-6,9) ; XMg (0,7-0,8)), et légèrement plus faible en bordure (Si (6,5-6,75) ; XMg (0,5-0,75)). La paragenèse principale est donc caractéristique du faciès des éclogites. Les cristaux ne présentent pas d'orientation préférentielle. Le litage observé sur le terrain est également observable en lame mince, ce litage étant marqué par des changements des proportions modales des grains de mica blanc et d'amphibole.

En résumé, ces métabasites présentent une paragenèse caractéristique du faciès des éclogites, mais aucune déformation ne semble être associée au métamorphisme éclogitique. Cette paragenèse alpine de haute pression (M_{A1}) se développe d'une manière statique sur un litage préalpin, qui était potentiellement un ancien litage caractéristique du faciès des amphibolite (M_v). Seule l'étude microscopique détaillée a permis d'identifier ce litage en tant

que structure préalpine, les veines à mica blanc et amphibole représentant la seule déformation alpine dans ces roches.

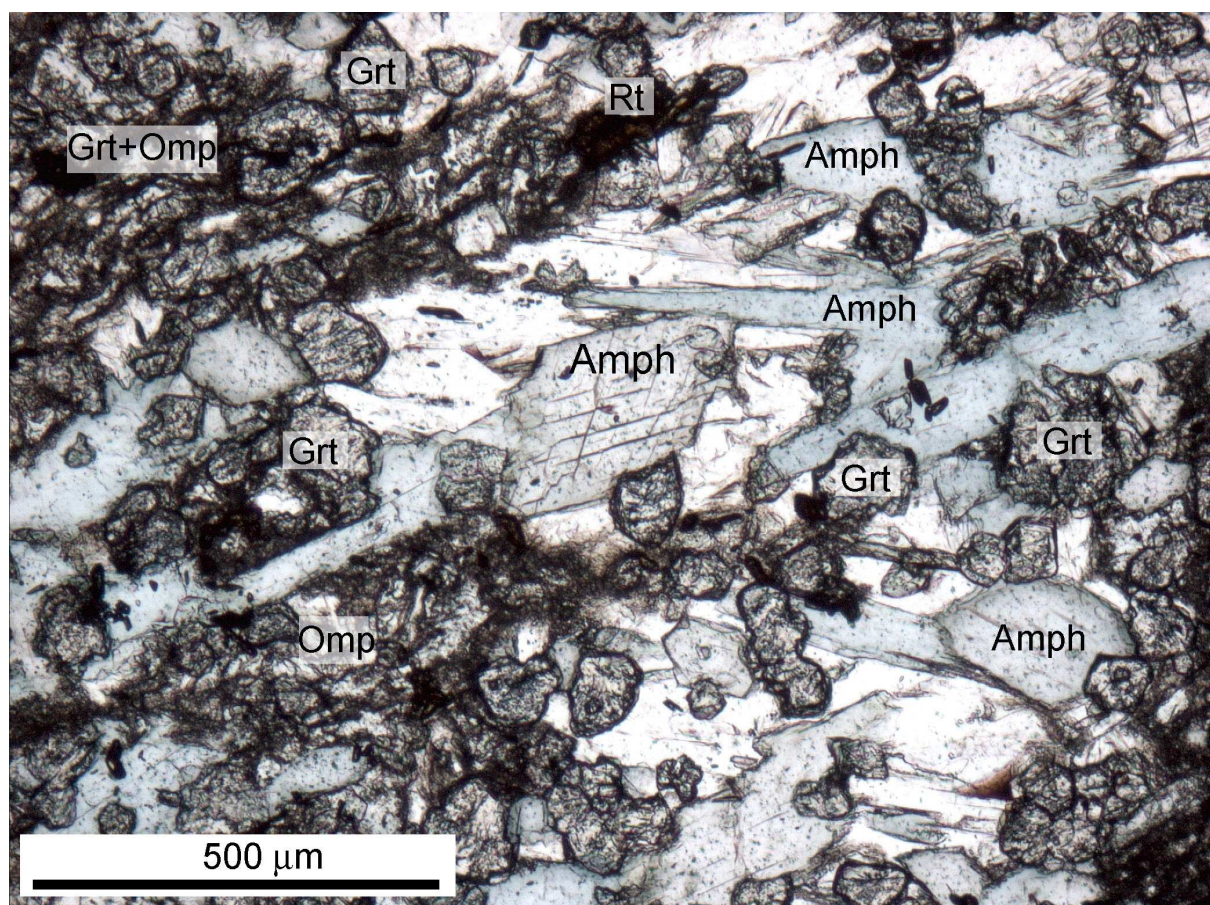


Figure 9.8. Photographie montrant la texture et la minéralogie des éclogites non déformées identifiées au sein du Vallon de Bardoney. Aucun minéral ne présente d'orientation préférentielle.

3-2. Valeille

Des paragneiss préalpins ont également été découverts dans la Valeille. Ce volume important (environ 200m x 100m) de paragneiss à foliation subhorizontale est observé sur les deux flancs de la vallée de la Valeille, bien qu'il soit mieux identifiable en rive droite de la vallée (Figure 9.9). Ces paragneiss occupent la même position structurale et sont pétrographiquement similaires à ceux observés dans la vallée de Bardoney. Cela semble indiquer qu'il s'agit du même volume qui s'étend entre les vallées de Bardoney et de la Valeille. Aucun gneiss de ce type n'ayant été découvert dans le Valnontey, il s'ensuit que ce volume est limité vers l'Ouest.

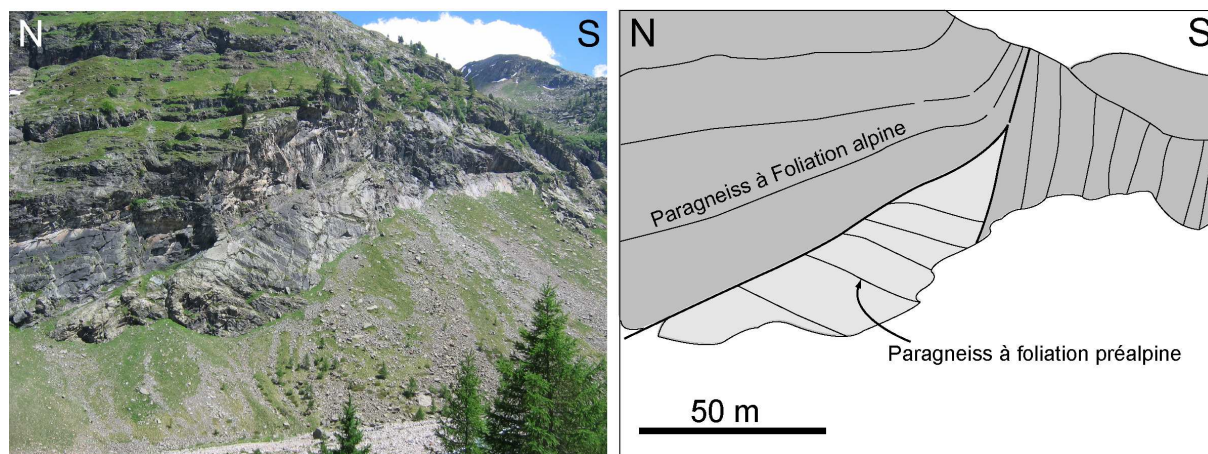


Figure 9.9. Zone à foliation horizontale préalpine préservée au sein de l'unité du Grand Paradis, dans la Valeille. Photo réalisée depuis le chemin principal en direction de la rive droite de la vallée.

Aucun argument de terrain n'a pu nous renseigner sur l'âge de cette foliation subhorizontale. En effet, contrairement à l'affleurement de Bardoney décrit ci-dessus, aucune veine pegmatitique recoupant ce litage n'a été observée. Seule l'étude de plusieurs échantillons au microscope a permis l'identification du litage préalpin.

Dans ces paragneiss, la foliation est définie par l'alignement de grandes lamelles de micas blancs, de grains de quartz et de plusieurs types de pseudomorphoses (Figure 9.10a). Deux types de micas blancs sont identifiés : (i) de grandes lamelles qui définissent la foliation ; et (ii) de petits grains ne présentant aucune orientation préférentielle avec des aiguilles de sagenite (rutile) en inclusion (Figure 9.10b et c). Ces petits micas blancs sont donc interprétés comme des pseudomorphoses de biotite (le titane de la biotite allant dans le rutile).

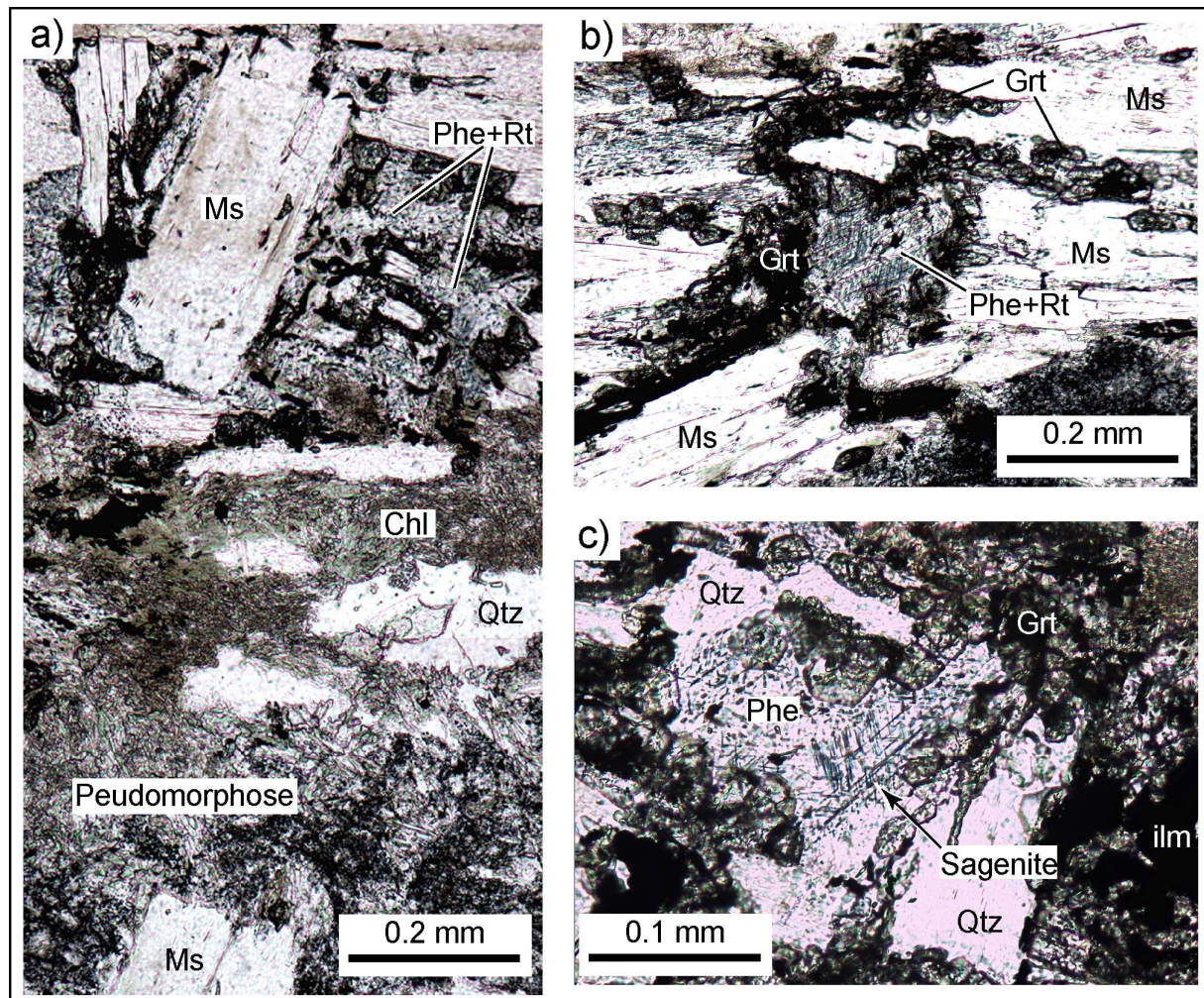


Figure 9.10. Photographies de lames minces montrant les textures et les minéraux identifiés au sein des métasédiments préalpins de la Valeille. a) Les deux types de micas blancs sont parfaitement reconnaissable : des grandes lamelles légèrement brunâtre et des petits grains à nombreuses inclusions de sagénite ; b) couronne de grenat autour des anciennes biotite (phengite à inclusions de rutile) ; c) Aiguilles de sagénite en inclusion dans un mica blanc, le aiguilles se croisent avec un angle de 120°.

Des analyses chimiques des minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique sur l'échantillon ARO24 (Microsonde ouest, Brest, IFREMER), ces analyses sont reportées dans le tableau 9.1. L'analyse de la composition chimique de ces différents micas blancs confirme l'existence de deux populations distinctes (Figure 9.11 et 9.12) : les grandes lamelles orientées sont des muscovites (Si (6,07-6,3) ; XMg (0,28-0,49)), alors que les petits grains non orientés sont des phengites (Si (6,55-6,75) ; XMg (0,61-0,69)).

La foliation principale à muscovite est donc associée à une déformation préalpine (Sv), alors que les petits grains de phengite sont associés au métamorphisme alpin. Aucune déformation n'est associée au développement des phases alpines, le métamorphisme alpin étant un métamorphisme statique. Ces paragneiss ne subissent donc aucune déformation lors de l'épisode alpin. Les transformations métamorphiques alpines sont limitées : petits cristaux

de phengite, des petits grains de grenat et des grains d'ilménite en bordure de ces grenats. Les grenats analysés ont les compositions chimiques suivantes: almandin (60-71 mol%), pyrope (20-28 mol%), spessartine (1,3-3,8 mol%), grossulaire (2-10 mol%).

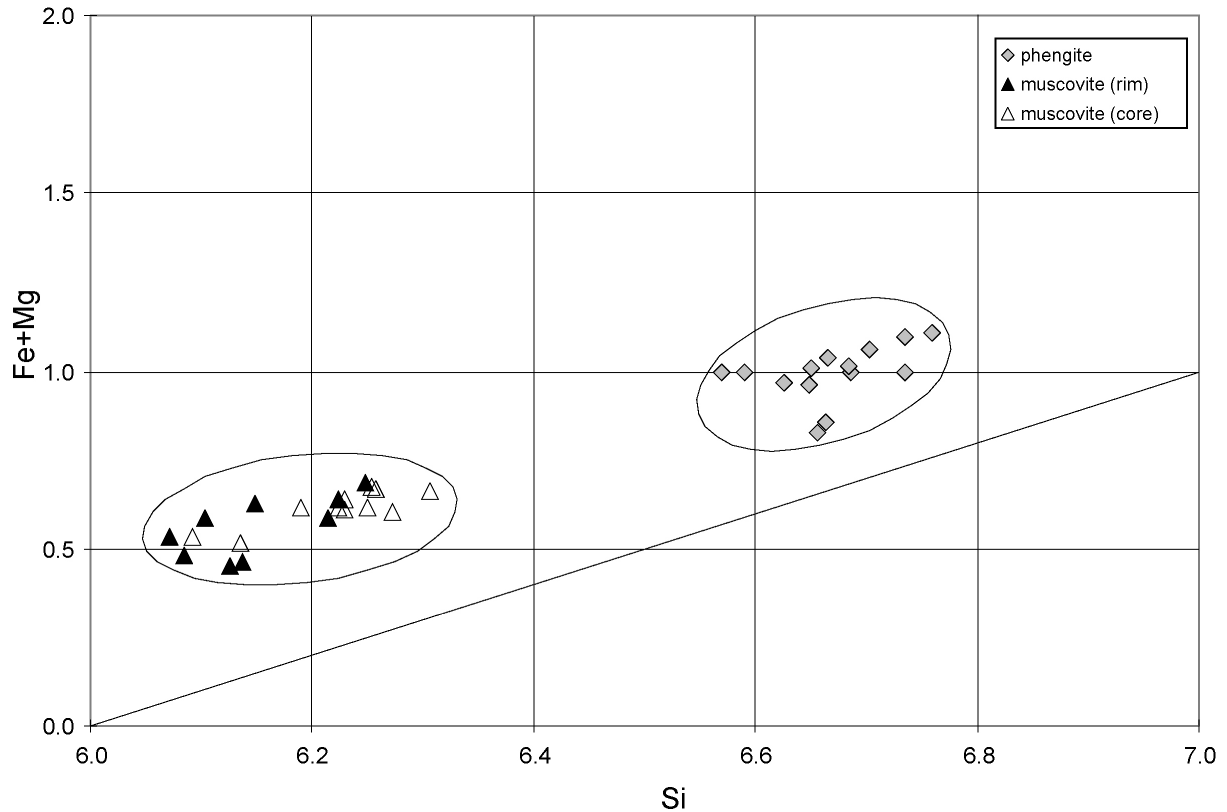


Figure 9.11. Ce diagramme représente la teneur en Fe + Mg en fonction de la teneur en Si dans les micas blancs de l'échantillon ARO24, un paragneiss à litage horizontal. Ce diagramme permet d'évaluer l'importance de la substitution phengitique dans les micas blancs. Les grandes lamelles parallèles à la foliation ont des compositions de muscovite (triangles), les petites lamelles sans orientation préférentielle ont des compositions de phengite (losanges).

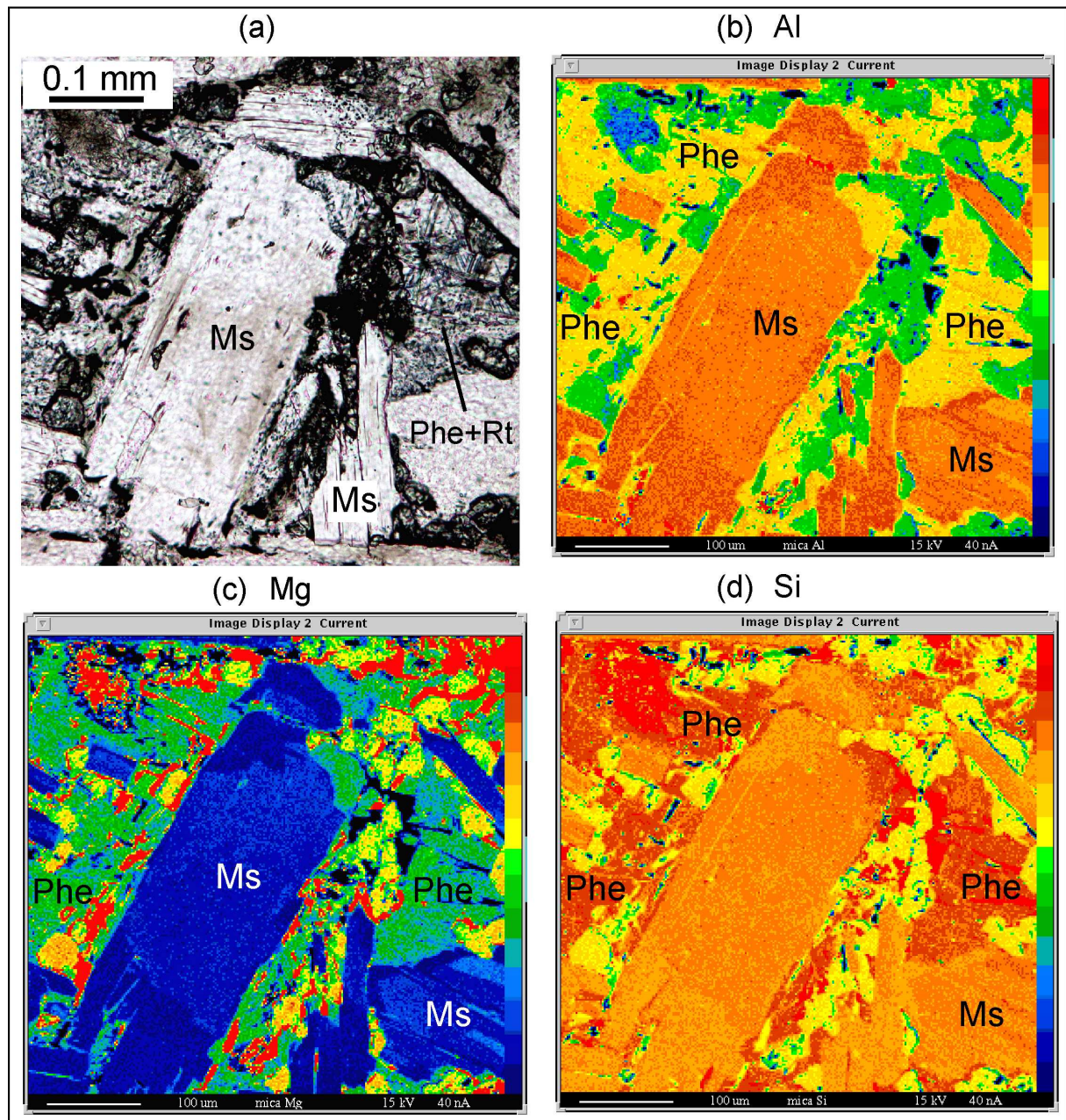


Figure 9.12. Carte de répartition élémentaire ax rayons X réalisées à la microsonde électronique. a) photographie de la zone analysée; b) carte de répartition de l'aluminium ; c) carte de répartition du magnésium ; c) carte de répartition de la silice. Ces cartes confirment l'existence de deux générations de micas blancs ux compositions chimiques différentes.

3-3. Valnontey

Un affleurement spectaculaire a été découvert dans le Valnontey sur un éperon rocheux situé derrière le bivouac Borghi, au pied du colle Gran Crou, à une altitude de 2800m environ. Cet affleurement permet d'observer une brèche magmatique (Figure 9.13 et 14). En effet, deux types de roches sont identifiés ici, un granite porphyrique non déformé et un paragneiss lité à grain très fin. Le granite non déformé est intrusif dans ces roches à grain fin qui constituent son encaissant. Les contacts intrusifs sont parfaitement préservés, aucune déformation alpine n'affectant l'ensemble (Figure 9.13 et 14). L'examen aux jumelles des parois situées aux alentours nous permet de penser que ces volumes de roches non déformées se poursuivent dans la face Nord de la Roccia Viva.

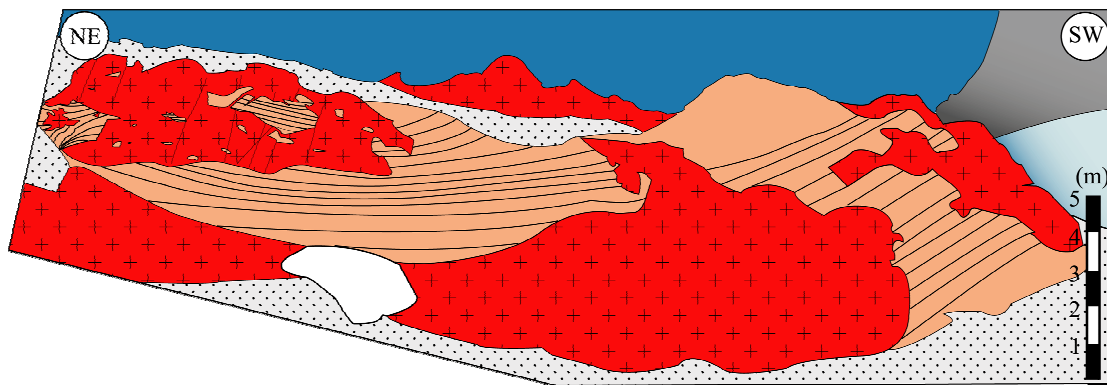


Figure 9.13. Brèche magmatique. Contact intrusif préalpin préservé dans la vallée du Valnontey, juste au dessus du bivouac Borghi. Contact entre un granite porphyrique riche en enclaves et une cornéennes à litage préalpin très marqué à quartz-biotite-feldspath potassique-plagioclase. En rouge : Granite porphyrique; En brun : Cornéennes litées.



Figure 9.14. Photographie d'un contact intrusif. Le granite porphyrique, riche en enclaves, recoupe le litage de l'encaissant. Noter le marteau pour l'échelle situé à l'interface entre les deux lithologies.

Le **granite porphyrique** ne présente aucune déformation interne. Sa caractéristique principale est de présenter un nombre important d'enclaves d'origine magmatique ou provenant des roches de l'encaissant (Figure 9.14). Ces enclaves ne sont pas déformées mais semblent présenter une légère orientation qui pourrait être d'origine magmatique, ou associée à une très faible déformation. D'étroites zones de cisaillement verticales d'orientation E-W recoupent le granite, la déformation étant localisée principalement le long de celles-ci. Ce granite a parfaitement conservé la texture et les minéraux magmatiques: quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite (Figure 9.15).

Des analyses chimiques des minéraux ont été réalisées à la microsonde électronique sur l'échantillon BORG2 (tableau 9.2). Ces analyses montrent que le plagioclase a une teneur élevée en anorthite (An20-26) et que la biotite a une teneur élevée en titane (0,2-0,3). Ces deux minéraux antéalpins ont donc préservés leur composition initiale. Seules quelques transformations limitées sont identifiées. Quelques petits grains de sphène, de muscovite (Si (6-6,5), XMg (0,25-0,58)) et de chlorite sont observés autour des grains de biotite.

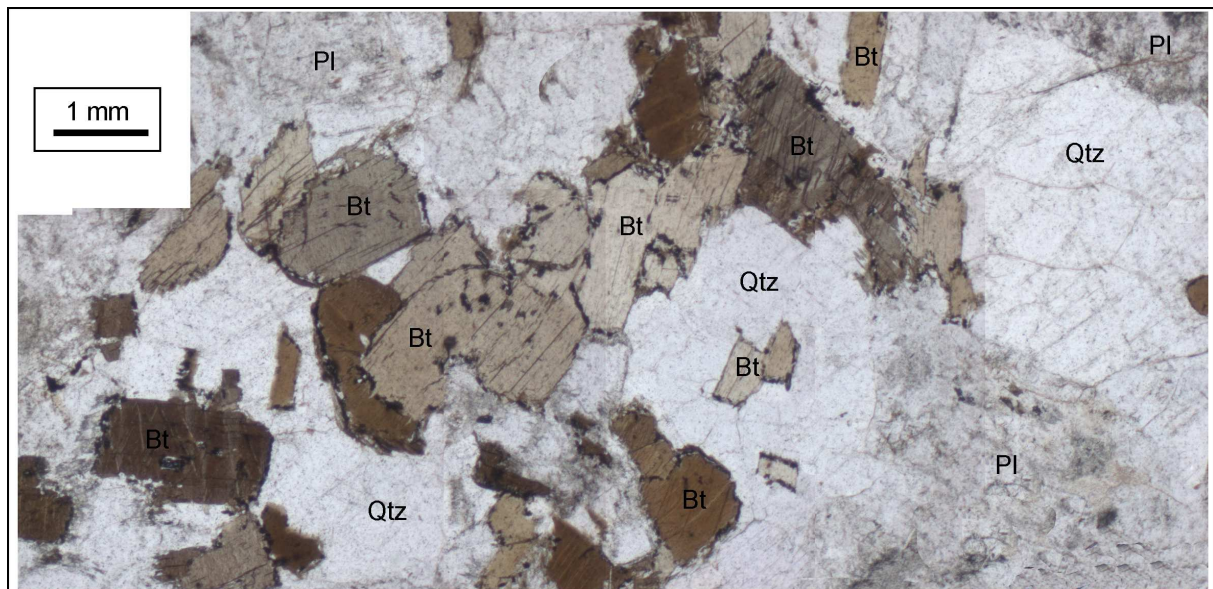


Figure 9.15. Texture du granite au microscope. a) Minéraux magmatiques ; b) transformations métamorphiques.

Les roches constituant l'encaissant de ce granite sont des roches sombres à grain très fin, finement litées (Figure 9.14). Ces roches sont essentiellement constituées de quartz, de biotite brune, de plagioclase présentant des macles polysynthétiques et de feldspath potassique. Le litage est défini par l'alignement des grains de biotite, de plagioclase, de quartz et de feldspath potassique. Les analyses réalisées à la microsonde (tableau 9.3) montre que le plagioclase

possède une forte teneur en anorthite (An₂₀₋₂₆), et que la biotite présente une forte teneur en titane. La co-stabilité de ces minéraux indique un métamorphisme de haute température, typiques des cornéennes observées au sein des auréoles de métamorphisme de contact. Ces roches seraient donc des cornéennes à foliation préalpine (S_V).

En conclusion, il existe deux types principaux de volumes présentant des granites et des gneiss préalpins totalement épargnés par la déformation durant l'épisode alpin. Le premier type, observé dans les vallées de Bardoney et de la Valeille, constitue une lentille allongée selon un axe E-W, et est essentiellement constitué de paragneiss préalpin. Le deuxième type, observé au fond de la vallée du Valnontey, est essentiellement constitué de granites intrusifs et des cornéennes associées.

4. Enregistrement et préservation du métamorphisme de haute pression dans le Grand Paradis

4.1 Métabasites

Des roches basiques en boudins au sein de l'unité continentale du Grand Paradis ont fait l'objet de plusieurs études. Des amphibolites, des éclogites amphibolitisées et des éclogites ont été identifiées. Ballèvre (1988), a même décrit l'existence de 3 différents types d'éclogites. 3 types d'éclogites localisées dans des niveaux lithologiques recoupant les 3 vallées de la zone d'étude. Les éclogites sont donc réparties de manière assez homogène au sein du massif. Ces métabasites sont toujours représentées sous forme de boudins au sein des orthogneiss et des métasédiments de l'unité du Grand Paradis.

La déformation majeure observée au sein du Grand Paradis est associée à un métamorphisme dans le faciès des amphibolites à albite-épidote. Malgré cette déformation intense, seule la bordure de ces boudins montre une déformation et une transformation métamorphique associée à cet événement rétrograde. La foliation associée au métamorphisme éclogitique est parfois très bien préservée dans le cœur de ces lentilles. Malgré une amphibolitisation partielle, l'assemblage et le litage éclogitique sont parfois extraordinairement bien préservés. Plusieurs échantillons présentent une foliation définie par la fabrique de forme des grains d'omphacite, de phengite, de rutile, de glaucophane associée à de nombreux grains de grenat.

Pourtant comme le prouve cette étude structurale et métamorphique détaillée, certaines éclogites ne montrent aucune déformations liées au stade éclogitique. Ces éclogites présentent un métamorphisme dans le faciès des éclogites, mais ce métamorphisme se fait de manière statique, sans déformation associée. Qu'elles soient déformées ou non lors du métamorphisme alpin, les métabasites semblent toujours enregistrées ce stade de haute pression.

4.2 Métasédiments

Les métasédiments au sein du Grand Paradis sont essentiellement représentés par des paragneiss albitiques dont la foliation majeure est située dans le faciès des amphibolites à albite-épidote. Ces paragneiss présentent quelques rares reliques de métamorphisme de haute

pression, tel que le grenat à inclusions de rutile et la phengite. Des grains de glaucophane ont également été identifiés en inclusions dans certains grenats.

Les métasédiments préservant le mieux les assemblages caractéristiques du faciès des éclogites sont les micaschistes. Un niveau de micaschistes a fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée (**Chapitre 8**) permettant d'établir le chemin P-T enregistré par l'unité du Grand Paradis, puisqu'en plus de présenter un assemblage typique de la haute pression, ces micaschistes montraient des évidences de métamorphisme anté-alpin. Ces micaschistes présentent un assemblage constitué de grenat-chloritoïde-rutile-phengite... cet assemblage est l'assemblage typique de la haute pression au sein des micaschistes dans les Alpes occidentales. Des micaschistes de ce type ont également été observés dans le socle continental du Mont Rose et de Dora-Maira.

Malgré une déformation intense lors de leur histoire rétrograde (amphibolite facies) les métasédiments présentent des évidences de métamorphisme éclogitique. Seuls les métasédiments en contact avec les granites non déformés en Bardoney et Valnontey ne montrent aucune transformations métamorphiques de haute pression. De plus, le plagioclase est préservé de manière exceptionnelle au sein de ces métasédiments. Les métasédiments non déformés, et non transformés à haute pression ne sont pas non plus transformés, ni déformés pendant l'épisode de déformation majeure dans le faciès des amphibolites.

4.3 Métagranites

L'unité du Grand Paradis est constituée de plusieurs lames d'orthogneiss lithologiquement différents. La majorité de ces orthogneiss sont des orthogneiss ocellés dérivant d'anciens granites porphyriques d'âge tardi- paléozoïque (Bertrand et al., 2000; Chessex et al., 1964). La plupart des orthogneiss sont affectés par la déformation majeure dans le faciès des amphibolites à albite-épidote. Malgré cette déformation majeure, les granites observés dans les vallées de Bardoney et de Valnontey présentent une déformation extrêmement localisée, puisque cette déformation est essentiellement enregistrée en bordure de ces corps granitiques, et au sein d'étroites (environ 10 cm d'épaisseur) zones de cisaillement. Quelques transformations métamorphiques alpines sont à signaler dans les parties les plus déformées. Ces minéraux métamorphiques sont essentiellement caractéristiques du métamorphisme de basse pression. Quasiment aucune transformations ne sont à noter au sein des zones non déformées, le plagioclase, la biotite et le feldspath potassique sont même presque parfaitement

conservés. Aucune trace de métamorphisme de haute pression n'est à signaler, aussi bien dans les zones non déformées que dans les zones déformées.

Qu'ils soient déformés ou non, les métaгранites sont donc les seules roches au sein du Grand Paradis à ne jamais présenter aucune trace de transformations métamorphiques de haute pression.

5. Discussion

Pourquoi les métaгранites du Grand Paradis présentent des minéraux magmatiques métastables et pourquoi n'enregistrent-ils pas l'épisode éclogitique ?

Les vitesses des réactions métamorphiques à la fois dans les trajets prograde et retrograde ne sont pas toujours aussi rapide que les changements de P-T subis par la roche. En effet, la cinétique des réactions métamorphiques semble jouer un rôle très important dans la métastabilité de certains assemblages (Rubie, 1990): que ce soit la préservation de la minéralogie et des textures d'une roche magmatique malgré un passage dans le faciès des éclogites (trajet prograde), où la préservation d'un assemblage de H-P malgré un passage (trajet rétrograde) dans de plus basse pression. Quels sont les paramètres important ayant un rôle sur la cinétique des réactions métamorphiques ?

Plusieurs paramètres semblent contrôler la cinétique de ces réactions. En effet certains paramètres semblent être des catalyseurs de réactions métamorphiques.

5.1 Rôle de la déformation

En général, la déformation semble augmenter la vitesse de rééquilibration des minéraux. La déformation entraîne une diminution de la taille des grains qui permet la réduction des distances de diffusion, et favorise également la nucléation de nouveaux cristaux (Brady & McCallister, 1983). La réduction des distances de diffusion ainsi que la croissance de nouveaux grains semblent favoriser les réactions métamorphiques. La déformation serait un véritable catalyseur des réactions métamorphiques.

De nombreuses études s'intéressant à la relation entre la déformation et le métamorphisme ont été réalisées. En particulier sur les métagranitoïdes du Mucrone (zone Sesia, Alpes occidentales) (Compagnoni & Maffeo, 1973 ; Dal Piaz et al., 1972; Früh-Green,

1994; Koons et al., 1987 ; Oberhänsli et al., 1985), et sur les granulites de l'arc de Bergen (Norvège) (Austrheim, 1998; Austrheim & Engvik, 1997; Wain et al., 2001). Les résultats de ces études montrent que lors d'un métamorphisme éclogitique, les vitesses de diffusion et de croissance peuvent être incroyablement lentes au sein d'une roche presque anhydre. Les transformations métamorphiques sont donc souvent incomplètes.

La déformation dans ces roches semble augmenter la perméabilité de la roche pendant l'évolution métamorphique de celle-ci, permettant ainsi aux fluides de circuler plus facilement. Ces fluides semblent avoir un rôle très important dans les processus de diffusion, puisqu'ils semblent compléter les réactions métamorphiques et permettre d'atteindre l'équilibre chimique. C'est le cas des granulites de Bergen (Austrheim & Engvik, 1997) et des métagranitoïdes du Mucrone (Früh-Green, 1994; Koons et al., 1987), où l'éclogitisation est très bien identifiée au sein des zones de cisaillement, où la déformation semble favoriser la circulation des fluides.

Au sein du massif éclogitique du Grand Paradis, qu'ils soient déformés ou non, les métagranites ne présentent aucune évidence de métamorphisme éclogitique. Les métagranites les plus déformés sont également les plus métamorphisés mais cette déformation et ce métamorphisme semblent être uniquement associés au trajet rétrograde. En effet, les métagranites du Grand Paradis présentent quelques zones de cisaillement où des transformations métamorphiques sont identifiées, mais aucune évidence de métamorphisme de haute pression n'est observée. Aucune trace d'importante circulation de fluides n'est également à signaler au niveau de ces zones de forte déformation.

Au sein du massif éclogitique du Grand Paradis, contrairement aux métagranites, qu'elles soient déformées ou non à l'alpin, les metabasites semblent toujours enregistrer le métamorphisme éclogitique. Il ne semble donc pas que la déformation soit le seul paramètre à l'origine de la non transformation métamorphique au sein des métagranites du Grand Paradis.

5.2 Rôle de l'H₂O

Comme nous l'avons évoqué précédemment, l'eau semble avoir une importance fondamentale au sein des réactions métamorphiques (Guiraud et al., 2001 ; Proyer, 2003). Une des caractéristiques du faciès des éclogites est la disparition du plagioclase et de la biotite. En effet le plagioclase et la biotite ne sont pas stables à haute pression (Wain et al.,

2001; Wayte et al., 1989). La transformation de ces minéraux à haute pression dépend des deux réactions suivantes (Proyer, 2003; Rubie, 1990):

(i) plagioclase + H_2O \rightarrow jadeite+zoisite+disthène+quartz

(ii) biotite+feldspath potassique+Quartz+ H_2O \rightarrow grenat + phengite

La préservation et la métastabilité du plagioclase et de la biotite dans plusieurs roches du Grand Paradis semble pouvoir s'expliquer par une insuffisance d'eau, qui empêche la réalisation de ces réactions.

Les cornéennes sont des roches fortement déshydratées. La découverte de cornéennes (vallée du Valnontey) à biotite-feldspath potassique, plagioclase, quartz à foliation préalpine non déformées, ni transformées lors de l'épisode éclogitique alpin semblent confirmer l'importance de l'eau dans les réactions métamorphiques.

Du fait de la différence de composition chimique entre les metabasites et les métagranites, l'assemblage métamorphique caractéristique du faciès des éclogites diffère énormément. En effet, les metabasites à haute pression présentent un assemblage constitué principalement de grenat et d'omphacite qui sont des minéraux anhydres, alors que les métagranites présentent un assemblage plus hydraté essentiellement constitué de jadéite et de phengite. Les besoins en eau semblent être plus important au sein des métagranites que des metabasites lors des réactions d'éclogitisation. Cela semble expliquer pourquoi les metabasites, déformées ou non enregistrent toujours l'épisode de haute pression, ce qui n'est pas le cas des métagranites.

L'absence d'eau lors du trajet prograde semble avoir modifié la cinétique des réactions d'éclogitisation.

6. Conclusions

Trois hypothèses principales pouvaient être envisagées pour expliquer la présence de volumes de roches non déformées au sein de la croûte continentale subductée du Grand Paradis :

- (1) Les roches non déformées n'ont jamais été enfouies à de grande profondeur. L'unité du Grand Paradis serait donc constituée d'un mélange tectonique de plusieurs unités aux histoires tectono-métamorphiques fondamentalement différentes. L'étude structurale réalisée (Le Bayon & Ballèvre, 2005) montre qu'aucune zone de cisaillement majeur ne

sépare les volumes en unités distinctes. Cette hypothèse ne peut donc pas s'appliquer aux roches du Grand Paradis.

(2) L'ensemble de l'unité du Grand Paradis a été subductée en profondeur. Toutes les roches ont enregistrées le faciès éclogitique. Cependant, les transformations rétrogrades durant l'exhumation de ces roches ont provoqué une rééquilibration dans le faciès des amphibolites, qui a entraîné l'effacement total des assemblage de haute pression dans certaines roches. Cette hypothèse ne semble pas résister après l'étude pétrologique détaillée de certaines roches non déformées, car celles-ci n'ont enregistré ni l'épisode rétrograde ni le métamorphisme de haute pression, les assemblages magmatiques et ceux de haute température étant encore observés.

(3) L'ensemble de l'unité a été enfouie dans le faciès des éclogites, l'enregistrement de cet épisode n'ayant pas ou seulement partiellement eu lieu dans certaines roches. Cette troisième hypothèse semble seule être appropriée aux roches du Grand Paradis. La transformation métamorphique dans le faciès des éclogites n'a pas été ou seulement partiellement été réalisée dans ces roches

L'enregistrement des réactions métamorphiques dépend fortement de la cinétique des réactions métamorphiques (Rubie, 1990). Reste à savoir quels sont les paramètres contrôlant la cinétique de ces réactions. Cette étude semble montrer que la teneur en eau de la roche joue un rôle fondamental. En effet, un granite aura beaucoup plus besoin d'eau qu'une metabasite pour réaliser les réactions d'éclogitisation. C'est pourquoi les metabasites enregistrent de manière plus complète l'épisode de haute pression dans le Grand Paradis. Les cornéennes, quand à elles, fortement déshydratées, ne montrent aucune transformation minéralogique, aussi bien à haute qu'à basse pression. Un autre paramètre potentiel est la durée de l'épisode métamorphique. Si la durée de l'épisode à haute pression est trop courte, alors la rééquilibration n'a pas le temps d'avoir lieu, ou n'a lieu que partiellement. Ce paramètre est toutefois difficile à mesurer.

<i>Sample ARO24 - Paragneiss préalpin</i>				
<i>Mineral</i>	Muscovite	Muscovite	Phengite	Garnet
<i>Analysis N°</i>	S2-224	S1-174	S1-177	227
	Ms (core)	Ms (rim)	phengite	ARO24-S2
SiO ₂	46.06	45.39	49.80	37.88
TiO ₂	0.37	0.87	0.20	0.05
Al ₂ O ₃	32.17	34.40	27.87	22.07
Cr ₂ O ₃	0.07	0.06	0.00	0.07
FeO*	3.67	3.27	3.21	28.5495
MnO	0.00	0.01	0.01	0.4338
MgO	1.28	0.84	3.28	6.4449
CaO	0.00	0.00	0.00	4.5879
Na ₂ O	0.88	0.98	0.74	0
K ₂ O	10.25	10.26	10.09	0.0253
Total	94.76	96.08	95.19	100.11
	22 oxygens	22 oxygens	22 oxygens	24 oxygens
Si	6.25	6.07	6.68	5.90
Al	5.15	5.43	4.41	4.05
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01
Ti	0.04	0.09	0.02	0.01
Fe*	0.42	0.37	0.36	3.72
Mn	0.00	0.00	0.00	0.06
Mg	0.26	0.17	0.66	1.50
Ca	0.00	0.00	0.00	0.77
Na	0.23	0.25	0.19	0.00
K	1.78	1.75	1.73	0.01
Total	14.13	14.13	14.05	16.00
Almandine				60.67
Spessartine				0.97
Pyrope				25.37
Grossulaire				9.31
Mg/(Mg+Fe)	0.38	0.31	0.64	0.29
Mn/(Mn+Mg+Fe)				0.01

*All Fe is assumed to be divalent

Tableau 9.1. Analyses représentatives de la composition chimique des minéraux de l'échantillon ARO24.

<i>Sample BORG2</i>				
<i>Mineral</i>	Plagioclase	Plagioclase	Kfs	Biotite
<i>Analysis N°</i>	127	130	133	140
	Core	Rim		
SiO ₂	62.37	67.45	64.34	34.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	2.05
Al ₂ O ₃	23.64	20.49	17.94	18.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.10	0.00
FeO*	0.00	0.11	0.00	22.41
MnO	0.00	0.02	0.00	0.36
MgO	0.00	0.00	0.01	7.74
CaO	5.31	1.43	0.00	0.00
Na ₂ O	8.45	11.14	0.52	0.09
K ₂ O	0.22	0.10	17.09	10.40
Total	99.99	100.79	100.01	95.90
	Normalized to 32 oxygens	32 oxygens	32 oxygens	22 oxygens
Si	11.05	11.75	11.97	5.39
Ti	0.00	0.00	0.00	0.24
Al	4.94	4.21	3.94	3.31
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe	0.00	0.02	0.00	2.91
Mn	0.00	0.00	0.00	0.05
Mg	0.00	0.00	0.00	1.79
Ca	1.01	0.27	0.00	0.00
Na	2.91	3.76	0.19	0.03
K	0.05	0.02	4.06	2.06
Total	19.96	20.04	20.17	15.76
Anorthite	0.25	0.07	0.00	
Albite	0.73	0.93	0.04	
Orthose	0.01	0.01	0.96	
XMg				0.38

*All Fe is assumed to be divalent

Tableau 9.2. Analyses représentatives de la composition chimique des minéraux de l'échantillon BORG2.

<i>Sample BORG6vb - Cornéenne</i>				
<i>Mineral</i>	plagioclase	Kfs	Biotite	Mica blanc
<i>Analysis N°</i>	33	111	50	119
SiO ₂	62.14	64.12	34.71	46.92
TiO ₂	0.00	0.00	2.17	0.09
Al ₂ O ₃	23.40	18.41	17.75	32.99
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	0.04	0.08	20.92	1.77
MnO	0.01	0.00	0.45	0.05
MgO	0.01	0.00	8.52	1.28
CaO	5.44	0.00	0.00	0.06
Na ₂ O	8.43	0.58	0.10	0.60
K ₂ O	0.13	16.84	10.40	11.35
Total	99.59	100.03	95.0211	95.11
	<i>Normalized to 32 oxygens</i>		<i>22 oxygens</i>	<i>22 oxygens</i>
Si	11.06	11.92	5.40	6.31
Ti	0.00	0.00	0.25	0.01
Al	4.91	4.03	3.26	5.23
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	2.72	0.20
Mn	0.00	0.00	0.06	0.01
Mg	0.00	0.00	1.98	0.26
Ca	1.04	0.00	0.00	0.01
Na	2.91	0.21	0.03	0.16
K	0.03	3.99	2.06	1.95
Total	19.95	20.17	15.76	14.12
Anorthite	0.26	0.00		
Albite	0.73	0.05		
Orthose	0.01	0.95		
XMg			0.42	0.56

*All Fe is assumed to be divalent

Tableau 9.3. Analyses représentatives de la composition chimique des minéraux de l'échantillon BORG6vb.

Chapitre 10

SYNTHESE ET CONCLUSIONS

A – Une croûte continentale subductée : le Grand Paradis.

1. Evolution structurale de la croûte continentale

1.1 Un antiforme de nappes

L'étude détaillée de la structure de la partie Nord du massif du Grand Paradis montre que ce massif est découpé en plusieurs unités et sous-unités par de nombreux contacts anormaux identifiés comme des chevauchements à vergence Ouest. Quatre chevauchements majeurs sont identifiés (Figure 10.1):

- Un contact AA' permettant le chevauchement des unités océaniques de la Grivola sur les unités continentales du Grand Paradis, contact le long duquel sont préservées quelques écaïles de Trias.
- Un contact BB', en limite Nord du Grand Paradis, où existe également une lame de Trias.
- Un contact CC', au sein des orthogneiss ocellés du Lauson, où se trouve localement une étroite bande de calcschistes et de metabasites du Trias.
- Un contact DD' séparant l'unité du Grand Paradis en deux sous-unités, où se trouve probablement des reliques de Permo-Trias.
- Un contact EE' permettant le chevauchement de l'unité du Grand Paradis sur l'unité du Money.

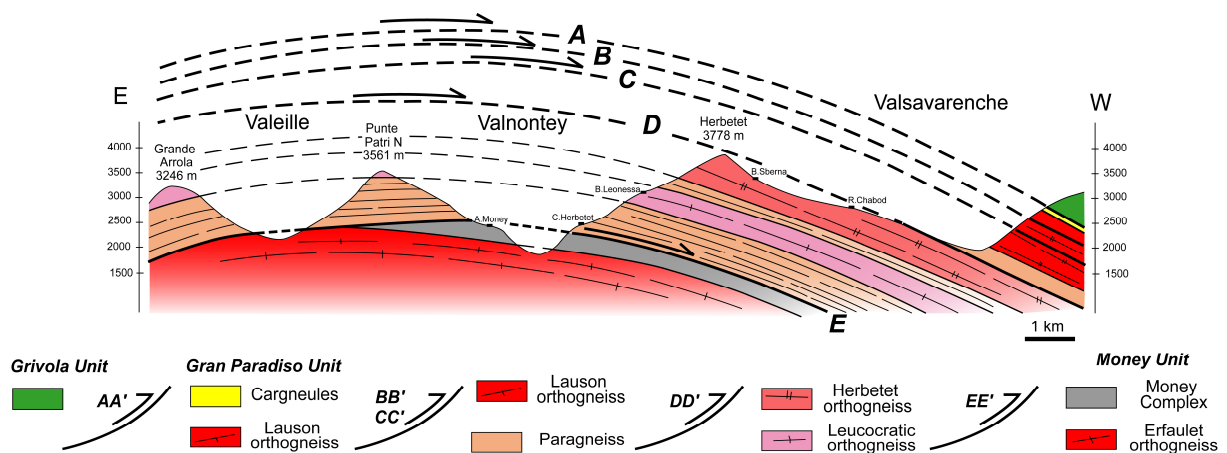


Figure 10.1. Coupe E-W simplifiée à travers la bordure Nord du Grand Paradis. Cette coupe montre le dôme de foliation du Grand Paradis, les différents chevauchements découpant celui-ci, et la fenêtre du Money.

La déformation majeure (D_2) de l'unité du Grand Paradis s'accompagne d'un métamorphisme dans le faciès des amphibolites à albite-épidote. Les chevauchements fonctionnent pendant cet épisode de déformation majeure. Ce stade de déformation est donc associé à un stade de relativement basse pression correspondant à l'exhumation de ces unités. L'organisation de la foliation majeure de l'unité du Grand Paradis (S_2) est à l'origine de la forme en dôme du Grand Paradis (Figure 10.1). Cet antiforme serait donc acquis pendant le fonctionnement de ces chevauchements.

1.2 Déformation hétérogène de la croûte subductée

Au sein de ces unités et sous-unités, la déformation présente des caractéristiques communes (plusieurs générations de structures, une déformation majeure caractérisée par un étirement E-W), mais aussi d'importantes différences (Figure 10.2).

Les sous-unités proches du contact majeur (AA', BB' et CC') en limite Nord du massif du Grand Paradis présentent une déformation intense et homogène représentée par une foliation (S_2) régulière et parallèle aux contacts majeurs.

La sous-unité située entre les contacts CC' et DD' présente une déformation hétérogène. Des volumes de roches non déformées ont été identifiés au sein de cette sous-unité. Ces volumes de roches se présentent sous forme de lentilles moulées par la foliation majeure (S_2). Un litage est observé au sein de ces lentilles, mais il s'agit d'un litage préalpin (S_v), oblique à la foliation du reste de l'unité.

La foliation associée au stade de haute pression (S_1) est quasiment absente dans les roches situées entre les contacts AA' et DD', seules le cœur de certains boudins de metabasites préservant une foliation alpine de haute pression.

La géométrie des structures dans la sous-unité située entre les contacts DD' et EE' est différente des unités sus-jacentes, cette sous-unité présentant des plis isoclinaux d'échelle kilométrique. La foliation S_1 associée au métamorphisme de haute pression est néanmoins parfois identifiable dans certains niveaux de métasédiments, une foliation à grenat – chloritoïde associée au métamorphisme de haute pression (S_1) étant préservée au sein de micaschistes pourtant plissés isoclinalelement lors de la deuxième phase de déformation (D_2).

2. Evolution métamorphique de la croûte subductée

2.1 Un ensemble polymétamorphique chevauchant

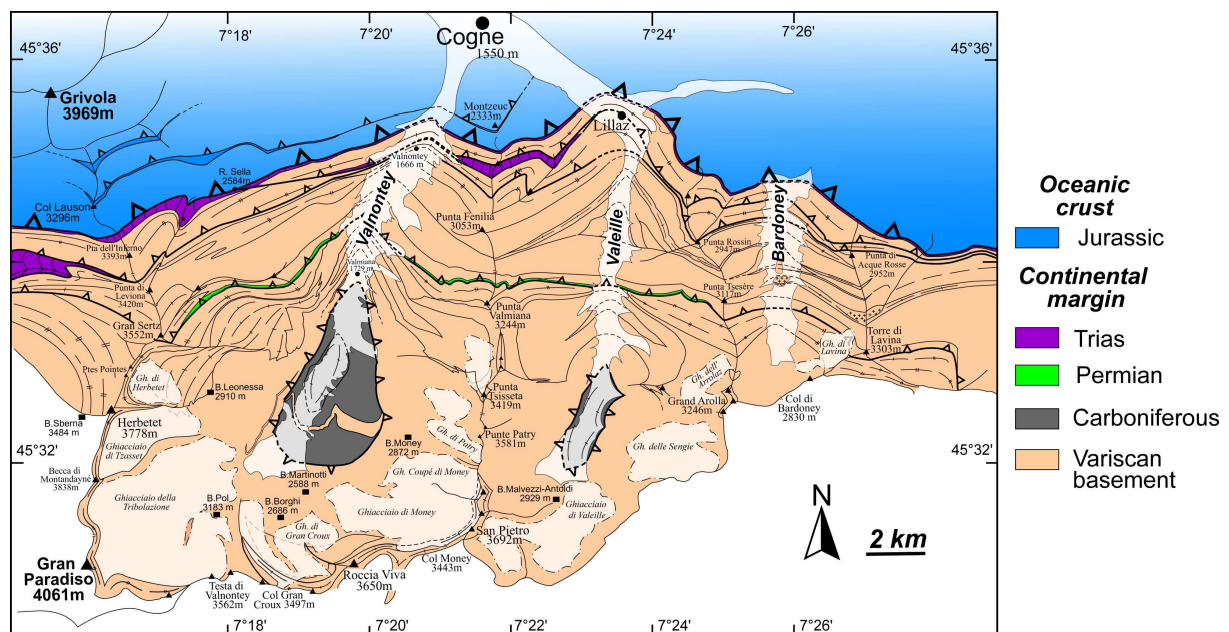
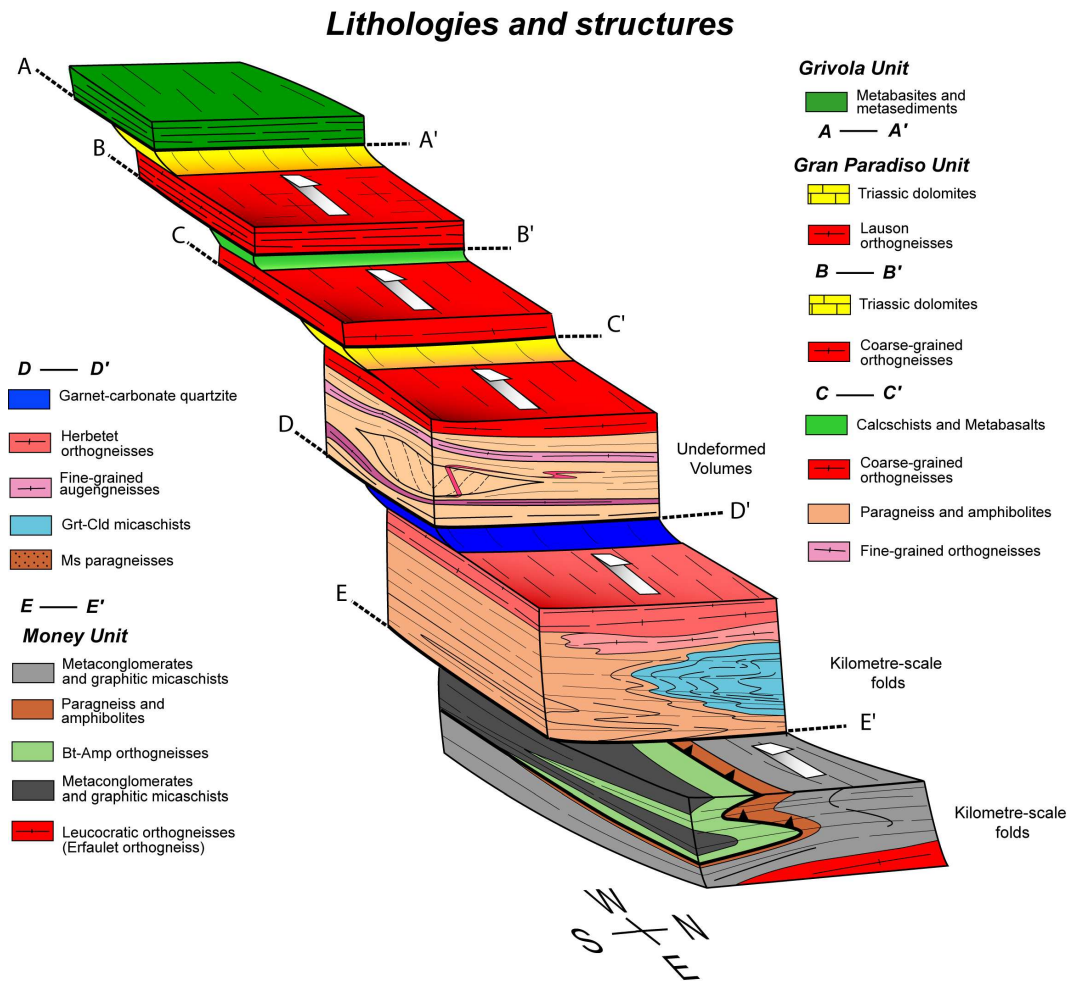
Des études pétrologiques détaillées ainsi que des modélisations des assemblages métamorphiques dans des micaschistes de l'unité du Grand Paradis ont permis de mieux comprendre l'évolution métamorphique de cette unité.

De nombreuses reliques de minéraux antéalpins de relativement haute-température au sein de l'unité du Grand Paradis permettent d'argumenter que cette unité dériverait d'un socle métamorphique antéalpin, d'âge probablement varisque (Figure 10.3 et 10.4). En effet, l'analyse texturale de nombreux micaschistes et paragneiss a révélée l'existence de grenats antéalpins. Ces grenats sont parfois zonés, et préservent l'évolution prograde (augmentation de température) lors du métamorphisme varisque. Le métamorphisme antéalpin a eu lieu à des pressions d'environ 4-8 kbar pour des températures d'environ 600-700°C.

Autour de ces grenats antéalpins, de nombreux petits grenats associés à des minéraux de haute pression (chloritoïde, rutil, ...) sont des grenats alpins. Les calculs indiquent des pressions d'environ $14,8 \pm 1$ kbar pour des températures de 468 ± 14 °C. Ce stade de haute pression, bien visible dans les micaschistes, est également préservé dans les metabasites. En effet, des boudins d'éclogites sont répartis de manière homogène dans l'ensemble de l'unité du Grand Paradis. Les petits grenats alpins sont également zonés, et enregistrent une diminution de pression, la bordure de ces grenats étant en équilibre avec la biotite et l'ilménite. La zonation préservée dans les grenats alpins enregistre l'évolution métamorphique de la roche durant son trajet rétrograde, c'est-à-dire durant l'exhumation, caractérisée par une légère augmentation de la température au cours de la décompression. L'hypothèse selon laquelle l'unité du Grand Paradis aurait subi un réchauffement après avoir été partiellement refroidie durant son exhumation (Borghi et al., 1994; Borghi et al., 1996; Borghi & Sandrone, 1995; Brouwer, 2000; Brouwer et al., 2002) ne semble pas devoir être retenue.

2.2 Une fenêtre de roches monométamorphiques

L'absence de reliques de métamorphisme de haute température et l'abondance du graphite dans les métasédiments de l'unité du Money ont permis d'argumenter que cette unité est monométamorphique, et donc d'âge permo-carbonifère (Compagnoni et al, 1974). Les



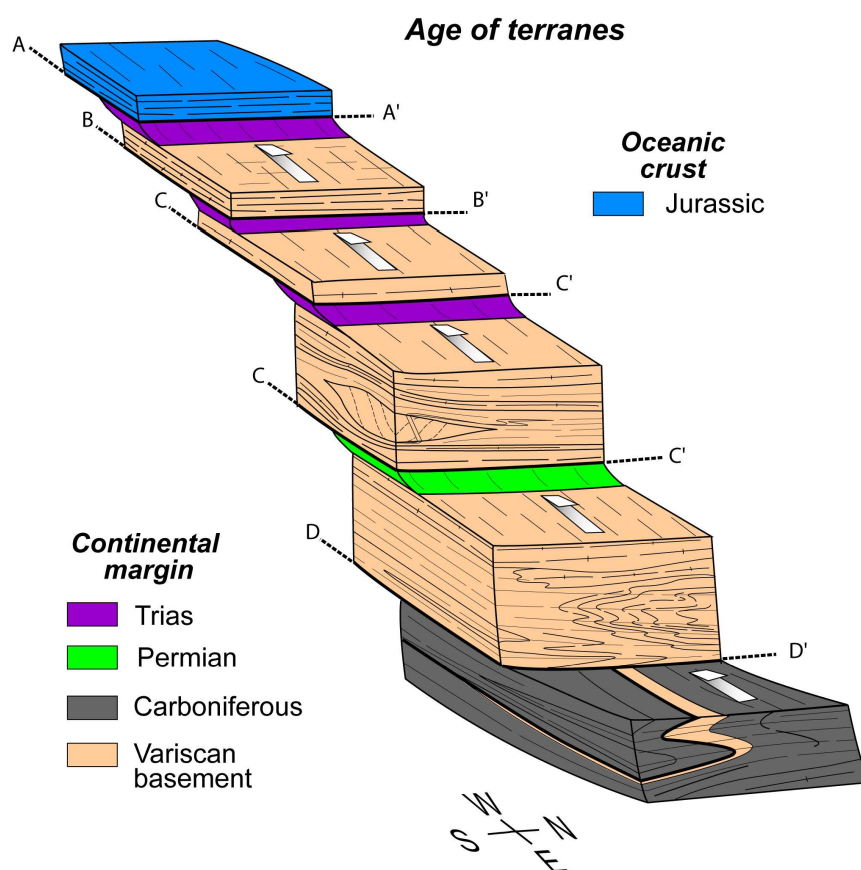


Figure 10.4. Bloc diagramme représentant l'âge des différentes unités distinguées au sein du massif du Grand Paradis.

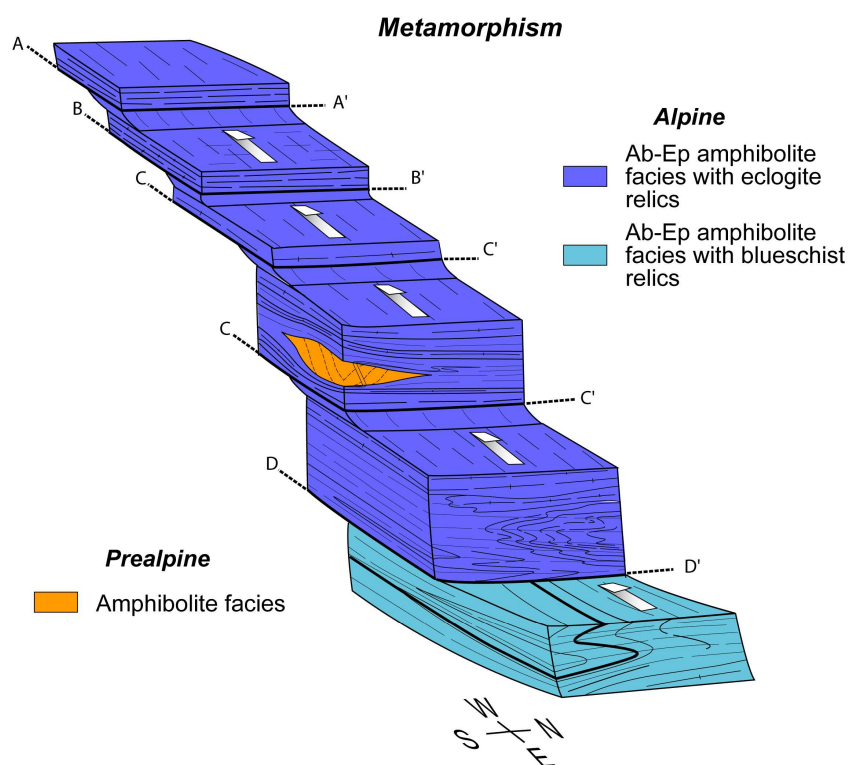


Figure 10.5. Bloc diagramme montrant la répartition du métamorphisme dans les différentes unités du massif du Grand Paradis.

nouvelles données structurales et métamorphiques acquises au cours de cette étude permettent plusieurs conclusions (Figure 10.3, 10.4 et 10.5):

- Un contact tectonique majeur permet le chevauchement de l'unité du Grand Paradis sur l'unité du Money.
- Deux (et non une, comme antérieurement admis (Compagnoni et al., 1974)) formations conglomératiques attribués au Carbonifère supérieur ont été distinguées au sein de l'unité du Money. Ces deux formations peuvent elles-mêmes soit se succéder dans le temps, soit être en contact tectonique l'une avec l'autre.
- La limite entre le granite de l'Erfault et le complexe métasédimentaire sus-jacent est un contact intrusif antéalpin déformé pendant l'orogénèse alpine.
- Dans l'unité du Money, aucun assemblage éclogitique n'a été découvert dans les metabasites. Seules des amphibolites à grenat sont identifiées, ainsi que des micaschistes à grenat et inclusion de chloritoïde. Les reliques de haute pression appartiennent donc probablement au faciès des schistes bleus à épidote.

Les unités du Money (dans le massif du Grand Paradis) et de Pinerolo (son homologue dans le massif Dora-Maira) présentent donc d'incontestables affinités.

B – Modèle d'évolution des Alpes occidentales sur la transversale du Grand Paradis.

1 – Une croûte continentale supérieure subductée et exhumée

Contrairement aux unités appartenant à la paléomarge adriatique, comme la zone Sesia, aucune des unités des massifs de Dora-Maira/Gran Paradiso/Mont Rose ne présente de la croûte continentale inférieure. Seules des unités de croûte continentale supérieure sont observées. Comment rendre compte de cette différence? Le schéma suivant présente deux géométries possibles d'une zone de convergence (Figure 10.6):

(1) Le premier scénario concerne une zone de collision continentale, où l'épaississement de la croûte résulte d'un décollement de la croûte continentale par rapport au manteau supérieur, au niveau du Moho. Dans un tel cas, les chevauchements s'initient à la limite croûte-manteau et participe à l'exhumation d'unités présentant aussi bien de la croûte continentale supérieure et que de la croûte continentale inférieure.

(2) Le second scénario concerne également une zone de collision continentale permettant l'enfouissement d'unités à haute et ultra haute pression. Dans ce cas, l'exhumation de ces unités se fait par des chevauchements s'initiant à l'interface croûte inférieure-croûte supérieure. Ces chevauchements participent à l'exhumation d'unités de croûte continentale supérieure, aucune unité de croûte inférieure n'étant exhumée.

L'évolution tectonique et métamorphique de la croûte continentale subductée du Grand Paradis est intégrée dans un schéma évolutif des Alpes occidentales (Figure 10.7), en admettant que le deuxième scénario est correct.

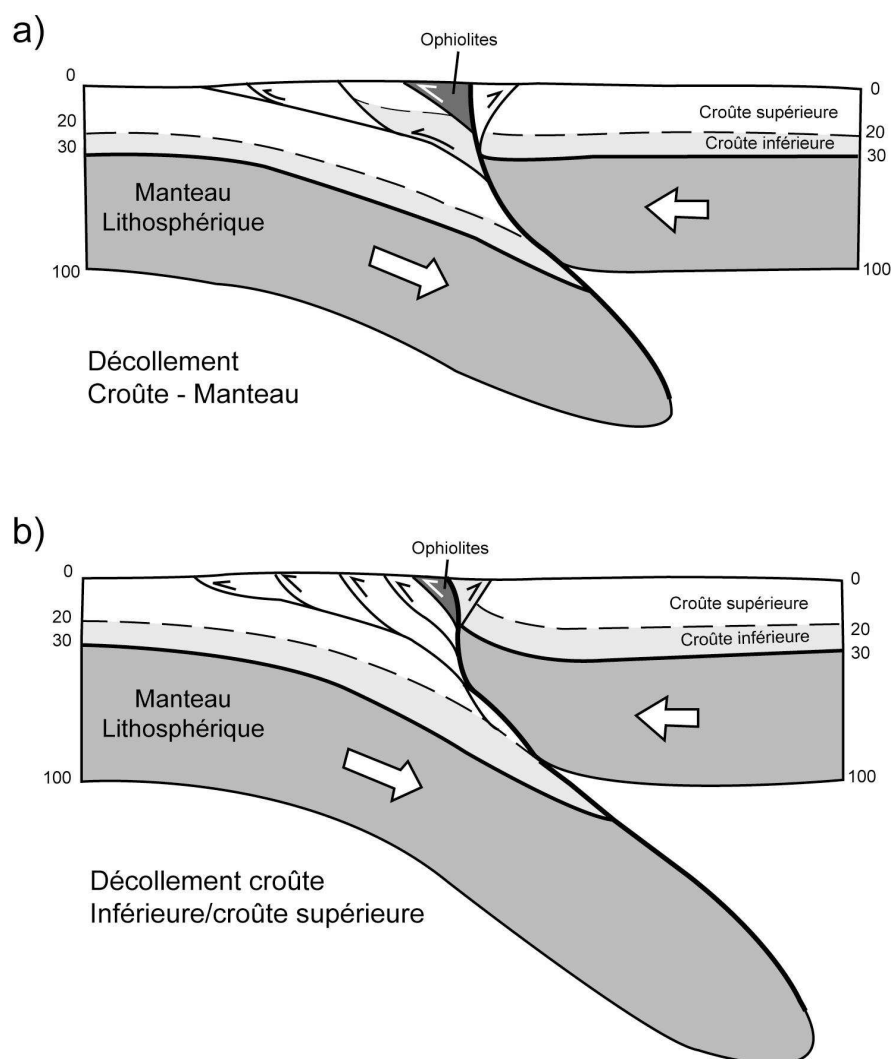


Figure 10.6. Schéma présentant deux géométries possibles d'une zone de convergence. a) Les chevauchements s'initient grâce à un décollement à la limite entre la croûte et le manteau ; b) Les chevauchements s'initient à la limite entre la croûte inférieure ductile et la croûte supérieure fragile.

2 – Contraintes en vue d'un modèle d'évolution des Alpes occidentales

L'association des nombreuses données structurales, géochronologiques et pétrologiques concernant les Alpes occidentales, ainsi que les nouveaux résultats présentés dans cette étude sur le Grand Paradis, nous permettent de proposer un modèle d'évolution des Alpes occidentales sur la transversale du Grand Paradis (figure 10.7). Les différentes étapes de ce modèle ont été dessinées en tenant compte des contraintes stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques, et géochronologiques. L'état des lieux des différentes contraintes prises en compte est énoncé ci-dessous.

(a) Paléocène (60-55 Ma).

Nous ne considérons pas dans ce modèle l'évolution du domaine alpin au Crétacé, pour lequel nous admettons que:

- l'océan liguro-piémontais était déjà largement fermé;
- la marge austroalpine était subduite, comme en témoigne le métamorphisme éclogitique de la partie interne de la zone Sesia dont l'âge Crétacé terminal (70-65 Ma) paraît maintenant clairement établi (Duchêne et al., 1997 ; Rubatto et al., 1999).

La subduction précoce des unités austro-alpines au Crétacé ne peut être comprise que si celles-ci étaient séparées des unités sud-alpines par une zone de croûte amincie, voire un rift océanique, dont la suture, aujourd'hui masquée, serait située à l'emplacement de la faille insubrienne.

Sur cette première coupe, reconstituant la géométrie du système alpin au Paléocène, nous admettons également l'existence d'un rift (le rift valaisan) ayant divisé la plaque européenne en deux domaines distincts, le domaine européen au sens strict à l'Ouest et le microcontinent briançonnais à l'Est.

Ce dernier est représenté par des unités dans lesquelles la sédimentation marine se poursuit en tout cas au Paléocène, qui y est paléontologiquement caractérisé: Vanoise sur notre transversale (Ellenberger, 1958), mais aussi Briançonnais plus au sud (Debelmas, 1955) ou Barrhorn plus au nord (Sartori, 1990).

(b) Eocène moyen = Lutétien (45-40Ma).

Durant l'Eocène moyen, le domaine briançonnais entre à son tour dans la zone de subduction.

Sa **partie interne** (Grand Paradis) subducte sous le domaine austro-alpin, et de ce fait subi un métamorphisme éclogitique. L'étude du métamorphisme au sein du Grand Paradis a permis d'avoir une meilleure idée des pressions et des températures maximales enregistrés lors du stade de haute pression: selon nos estimations, en cela concordantes avec plusieurs publications récentes, il semblerait que les pressions atteintes soient de l'ordre de 17-20 kbar (pour 500°C), c'est-à-dire que l'unité du Grand Paradis a été enfouie aux environs de 60-65 km de profondeur. Ce métamorphisme a été daté à 43 +/- 0.5 Ma (Meffan-Main et al., 2004), un âge qui mériterait confirmation.

La cinématique de la déformation durant l'épisode éclogitique (D_1) n'est que fort peu contrainte sur la base des études de terrain dans le Grand Paradis. L'observation de linéations d'étirement de direction N-S pourrait suggérer une direction de convergence N-S, comme l'ont déjà admis pour cette période plusieurs auteurs (Choukroune et al., 1986; Platt et al., 1989; Schmid et Kissling, 2000; Ceriani et Schmid, 2004).

Une **portion intermédiaire** (Money) du domaine briançonnais est également enfouie, quoique à des profondeurs moindres. Notre étude a également suggérée une différence de pic en pression entre l'unité du Money et l'unité du Grand Paradis. Basée sur ces différents résultats, cette étape rend compte de la position relative des unités du Grand Paradis et du Money lors de leur enfouissement maximum, il y a 40-45 Ma environ.

Quant à la **partie externe** du domaine briançonnais (Vanoise), nous admettons qu'y sédimente au Lutétien le "flysch noir", mais l'âge de ce flysch n'est toutefois pas clairement déterminé (Ellenberger, 1958).

En tout état de cause, s'impose l'idée que le décollement de la couverture mésozoïque du Grand Paradis, que nous savons être absente, ou dont nous ne connaissons que quelques témoins en position parautochtone, a eu lieu durant cette première étape de la tectonique alpine. La couverture décollée se substitue à des couvertures plus externes, par exemple dans le Briançonnais de Vanoise (Ellenberger, 1958) ou finalement se déplacera à l'avant du prisme orogénique pour constituer l'édifice préalpin (plus exactement les Préalpes médianes plastiques).

(c) Eocène supérieur = Priabonien (36-34 Ma).

Cette troisième étape correspond à la phase de déformation majeure dans le domaine compris entre le front pennique et la faille insubrienne. En particulier, nous soulignerons:

- le fonctionnement du chevauchement pennique frontal, se traduisant par la fin de la sédimentation dans le bassin flexural (olistostromes au front pennique);

- le chevauchement d'Est en Ouest des différentes unités briançonnaises. En particulier, c'est à ce moment que fonctionne le chevauchement de l'unité du Grand Paradis sur l'unité du Money (DD'), ainsi que les différents chevauchements internes à l'unité du Grand Paradis (CC', BB') (épisode D₂).

Cet empilement semble s'être déroulé il y a environ 34-39 Ma, selon les âges Rb-Sr sur micas obtenus pour le métamorphisme dans le faciès des schistes verts (Freeman et al., 1997; Meffan-Main et al., 2004).

Contrairement aux différents chemins P-T antérieurement proposés au sujet du massif du Grand Paradis (Borghi, 1996; Brouwer et al., 2002), l'étude métamorphique détaillée de micaschistes de l'unité du Grand Paradis a démontré l'absence d'un trajet rétrograde en deux étapes : (i) stade de refroidissement suivi par (ii) un stade tardif de réchauffement. Ce trajet rétrograde se fait en une seule étape, à savoir une décompression avec une légère augmentation de température. Ces résultats ne sont donc pas en accord avec l'hypothèse d'un réchauffement par délamination crustale et sous-placage mantellique (Brouwer et al., 2004).

(d) Oligocène inférieur (30 Ma).

L'empilement de nappes est ultérieurement déformé, par rétrocharriage et/ou rétroplissement, deux phénomènes qui ne sont pas observés dans le Grand Paradis mais concernent des niveaux structuraux plus élevés, quoique immédiatement adjacents. Ainsi en est-il du "pli en retour du Valsavarenche" (Argand, 1911), au sujet duquel trois hypothèses s'affrontent actuellement. Pour certains, il s'agit d'un chevauchement vers l'est ("rétrocharriage" au sens classique du terme): telle est l'interprétation retenue par Ballèvre et al. (1986) ou Freeman et al (1997). Pour d'autres, il s'agirait plutôt d'un chevauchement plissé, le plan axial de ce pli étant globalement subhorizontal (Bucher et al., 2003 et 2004). Enfin, Caby (1996) suppose qu'il s'agit d'une « *faille ductile majeure responsable de l'exhumation des schistes bleus tout au long de l'arc Alpin* » dans un « *contexte de subduction à pendage ouest d'âge éocène* ».

Les datations par la méthode des traces de fission (Hurford et Hunziker, 1989) montrent des âges sur zircon aux environs de 30-33 Ma dans le Grand Paradis. Supposant que la température de fermeture de ce système est de 225 +/- 25°C, et admettant un gradient géothermique normal (30°C/km), nous admettons que le Grand Paradis était situé à environ 7-8 km de profondeur il y a 30 Ma. On peut donc raisonnablement dire que l'essentiel de l'exhumation du Grand Paradis était alors effectuée.

Pendant l'Oligocène, que se passe-t-il en dehors du Grand Paradis, pendant son exhumation?

A l'est du Grand Paradis, de petites intrusions de granitoïdes d'affinité shoshonitique (Biella, Traversella) et de filons andésitiques et lamprophyriques recoupent l'empilement de nappes à proximité de la faille insubrienne (Dal Piaz et al., 1979). Les témoins effusifs de ce magmatisme, qui est daté aux environs de 33 Ma, reposent en discordance sur la partie interne de la zone Sesia, dont ils scellent l'histoire (Scheuring et al., 1974). Ce magmatisme prend sa source dans le manteau, les magmas mantelliques étant contaminés durant leur ascension au sein de la croûte continentale (Bigioggero et al., 1994; von Blanckenburg et al., 1998). Signalons enfin que, dans le bassin padan, les molasses oligocènes enregistrent l'érosion progressive de l'empilement de nappes (Polino et al., 1991): les formations conglomeratiques de l'Oligocène inférieur remanient essentiellement le Paléozoïque et le Mésozoïque sud-alpin, des ophiolites non métamorphiques et quelques ophiolites dans le faciès des schistes bleus. Les unités océaniques à métamorphisme éclogitique ne sont pas encore érodées, et a fortiori les unités penniques sous-jacentes.

A l'ouest du Grand Paradis, les chevauchements se propagent dans les zones plus externes des Alpes occidentales (massif du Mont Blanc, massif de l'Aar...), où les anciennes failles normales de la paléomarge européenne sont réactivées en failles inverses, entraînant le plissement et le décollement de la couverture méso-cénozoïque (Figure 10.7d). Le bassin flexural prograde vers des zones plus externes, mais n'atteint pas encore Lausanne.

(e) Miocène inférieur (20-24 Ma).

La convergence se poursuit au Miocène, et se traduit:

- dans les zones internes, par un plissement de la faille insubrienne, entraînant une rotation antihoraire d'environ 30° de la zone Sesia (Lanza, 1977 et 1979), y compris les plutons de Biella et Traversella (Lanza, 1984);
- dans les zones externes, par la poursuite de la propagation du front de la déformation, qui affecte maintenant la totalité de la zone delphino-helvétique, se traduisant par l'exhumation du massif du Mont Blanc (Leloup et al., 2005) et le décollement-plissement de la couverture mésozoïque (massifs des Bornes et des Bauges sur notre transversale) (Burkhard, 1990).

A ce moment, le Grand Paradis est probablement situé aux environs de 3-4 km de profondeur, comme le montrent les âges par la méthode des traces de fission sur apatite (T de fermeture à 60-120°C), aux environs de 19-25 Ma (Hurford et Hunziker, 1989; Malusà et al., 2005). Une

preuve directe de l'affleurement des gneiss penniques (d'origine non précisée, mais ne pouvant être que le Grand Paradis ou Dora-Maira) est enregistrée dans la molasse padane au Langhien (Polino et al., 1991), c'est-à-dire il y a 16-14 Ma.

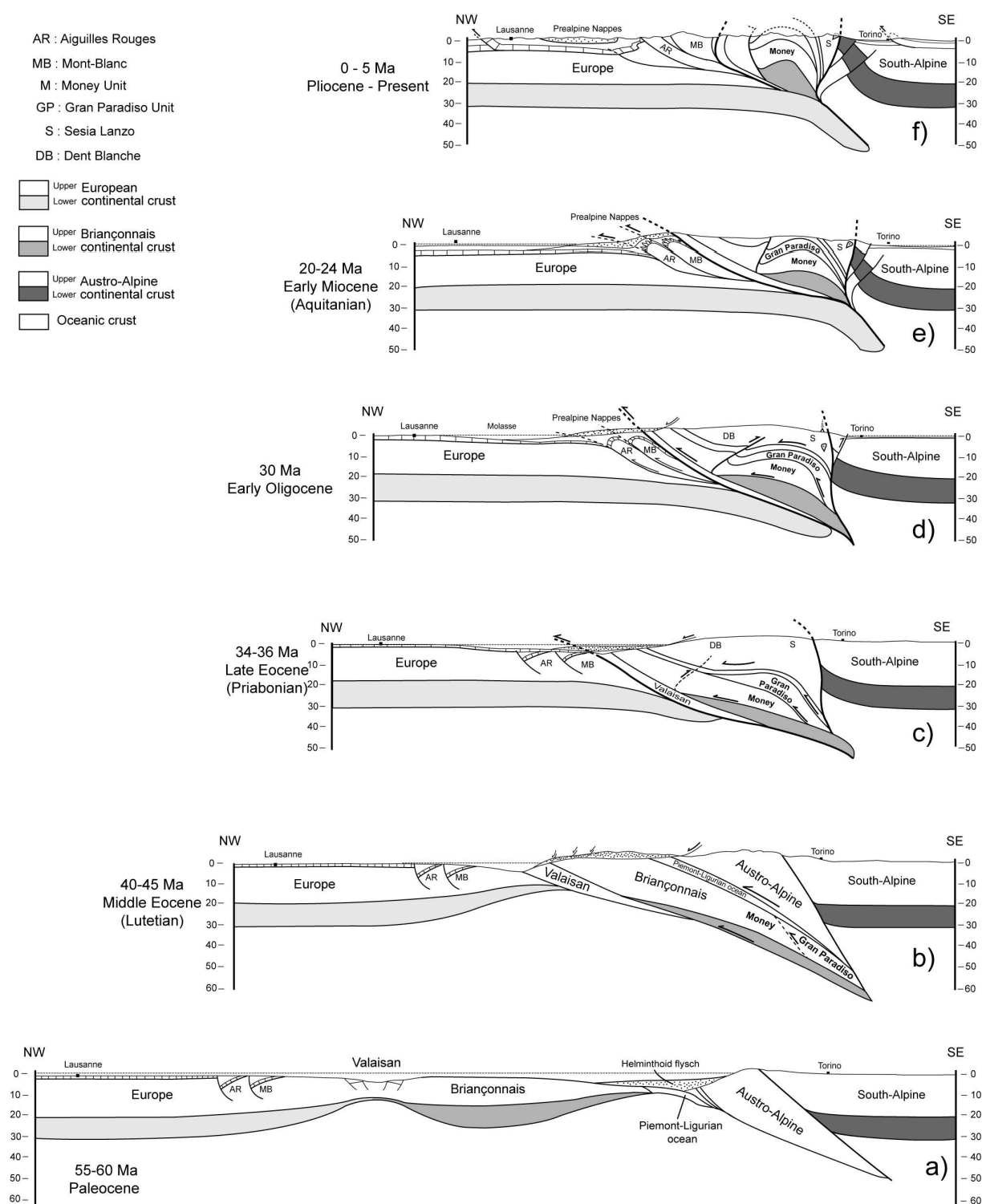
La déformation fragile, en faille normale, du Grand Paradis, au demeurant minime (D_4), indique une direction d'extension approximativement N-S à NE-SW. De ce fait, elle est compatible avec la géométrie et le mouvement observé sur la plupart des failles tardives de la région étudiée, et en particulier de la plus importante d'entre elles, la faille d'Aoste (Ring, 1994; Bistacchi et Massironi, 2000; Bistacchi et al., 2001; Champagnac et al., 2004). Cette déformation fragile est indirectement (et imprécisément!) datée du Miocène, puisque la faille d'Aoste recoupe tout l'édifice de nappe (Ballèvre et al., 1986), les filons andésitiques-lamprophyriques oligocènes et décale les âges TF sur apatite (Malusà et al., 2005).

(f) *Etat actuel (5-0 Ma).*

Le dessin de la coupe actuelle résulte de l'association des données géologiques et géophysiques, à savoir, le profil sismique ECORS- CROP pour la position du Moho, et la carte d'anomalie gravimétrique pour le corps d'Ivrée (remontée du Moho au niveau de la faille insubrienne). Cette coupe rend également compte des chevauchements jurassiens qui témoignent des étapes finales de la propagation de la déformation vers l'Ouest.

A ce stade terminal, la croûte inférieure est mise à l'affleurement en zone d'Ivrée, mais aucun témoin de croûte inférieure n'existe à l'ouest de la faille insubrienne (si ce n'est dans le domaine austro-alpin). Pour cette raison, le schéma évolutif proposé montre un décollement au sein des croûtes briançonnaises puis européennes à l'interface croûte inférieure – croûte supérieure.

Dans ses grandes lignes, notre schéma évolutif (Figure 10.7) est comparable à celui présenté par Schmid et Kissling (2000), mettant l'accent sur (i) la permanence du raccourcissement horizontal dans la croûte épaissie des zones internes des Alpes occidentales, (100-120km du Paléocène à l'Actuel), à l'exception de la période Miocène-Actuel (où fait place l'extension NE-SW) et (ii) une exhumation des unités éclogitiques du Grand Paradis essentiellement réalisée par l'érosion. Ce schéma évolutif s'écarte notablement de celui dessiné, pour la même transversale, par Rolland et al. (2000), dans lequel l'accent est mis sur la dénudation tectonique du dôme du Grand Paradis par l'intermédiaire de failles normales conjuguées, situées au toit du dôme.



BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- Amato, J.M., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P. & Beard, B.L.,** 1999. Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 425-438.
- Amstutz, A.,** 1951. Sur l'évolution des structures alpines. *Archives des Sciences Genève*, 4, 323-329.
- Amstutz, A.,** 1962. Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au sud d'Aoste. *Archives des Sciences, Genève*, 15,
- Amstutz, A.,** 1978. Formation des Alpes dans le segment valaisan-valdotain. *Archives des Sciences Genève*, 31, 5-7.
- Andri E. & Fanucci F.,** 1973. Osservazioni sulla litologia e stratigrafia dei Calcari a Calpionelle liguri (Val Graveglia, Val di Vara). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 92, 161-192.
- Argand, E.,** 1909. L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. *Bulletin des Laboratoires de Géologie, Géographie Physique, Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne*, 14, 1-64.
- Argand, E.,** 1909. Une vallée tectonique: la Doire Baltée en aval d'Aoste. *Revue de Géographie Annuelle*, III, 381-391.
- Argand, E.,** 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse, Nouvelle Série*, XXXI, 1-26.
- Argand, E.,** 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, XIV, 145-191.
- Argand, E.,** 1934. La zone pennique. In "Guide géologique de la Suisse", III, 149-189.
- Avigad, D.,** 1992. Exhumation of coesite-bearing rocks in the Dora-Maira massif (Western Alps, Italy). *Geology*, 20, 947-950.
- Avigad, D., Chopin, C. & Le Bayon, R.,** 2003. Thrusting and extension in the Southern Dora-Maira Ultra-High-Pressure Massif (Western Alps): View from Below the Coesite-Bearing Unit, *J. Geol.* 111, 57-70.
- Austrheim, H.,** 1998. The influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones. In: *When continents collide : Geodynamics and geochemistry of Ultra-High pressure Rocks* (eds Hacker, B. & Liou, J. G.), pp. 297-323.
- Austrheim, H. & Engvik, A. K.,** 1997. Fluid transport, deformation and metamorphism at depth in a collision zone. In: *Fluid Flow and transport in Rocks : Mechanisms and Effects* (eds Jamveit, B. & Yardley, B.), pp. 123-137.
- Austrheim, H., Erambert, M. & Engvik, A. K.,** 1997. Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone: the role of eclogitisation. *Tectonophysics*, 273, 129-153.
- Azor, A. & Ballèvre, M.,** 1997. Low-pressure metamorphism in the Sierra Albarrana area (Variscan belt, Iberian massif), *Journal of Petrology*. 38 (1), 35-64.
- Bailey, E.B.,** 1935. *Tectonic essays, mainly Alpine*. Oxford University Press, London, 200p.
- Ballèvre, M.,** 1984. Cinématique éoalpine et alpine des unités majeures sur la transversale du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, II 299, 981-984.
- Ballèvre, M., Kiénast, J.-R. & Vuichard, J. P.,** 1986. La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes Occidentales): deux unités Austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 79, 57-74.
- Ballèvre, M.,** 1988. Collision continentale et chemins P-T: l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles*, 19, 340p.
- Ballèvre, M. & Merle, O.,** 1993. The Combin Fault: compressional reactivation of a Late Cretaceous – Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 73, 205-227.
- Baretti, M.,** 1877. Studi geologici sul gruppo del Gran Paradiso. *Mem. della R. Acc. dei Lincei*,

- Barféty, J.-C., Tricart, P. & Jeudy de Grissac, C.**, 1992. La Quatrième écaïlle près de Briançon (Alpes françaises): un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique éocène. *Comptes-rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 314, 71-76.
- Barnicoat, A. C. & Fry, N.**, 1986. High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. *Journal of the Geological Society of London* 143, 607-618.
- Battiston, P., Benciolini, L., Dal Piaz, G. V., De Vecchi, G., Marchi, G., Martin, S. & Polino, R., Tartarotti, P.**, 1984. Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. *Memorie della Società Geologica Italiana* 29, 209-232.
- Bayer, R., Carozzo, M. T., Lanza, R., Miletto, M. & Rey, D.**, 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the western Alps. *Tectonophysics*, 162, 203-218.
- Beauregard, P.**, 1952. Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Beiträge Geol. Karte Schweiz. Neue Folge.*, 96, 1-94.
- Beauregard, P.**, 1967. Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beiträge Geologische Karte Schweiz. Neue Folge.* 132, 1-130.
- Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P.**, 1984. Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità Piemontesi della valle di Campiglia. *Mem. Soc. geol. It* 29, 127-151.
- Bertrand, M.**, 1884. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du Bassin houiller du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (3) XII, 318-330.
- Bertrand, M.**, 1887. La chaîne des alpes, et la formation du continent européen. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (3) XV, 423-447.
- Bertrand, M.**, 1894. Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (3) XXII, 69-162.
- Bertrand, J.-M.**, 1965. Données nouvelles sur la partie française du massif du Grand Paradis (haute Maurienne). *Comptes-rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 260, 6405-6408.
- Bertrand, J.-M. & Saliot P.**, 1966. Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies). *Comptes-rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 262, 1669-1672.
- Bertrand, J.-M.**, 1968. Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géologie Alpine*, 44, 55-87.
- Bertrand, J.-M. & Leterrier, J.**, 1997. Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale: géochronologie U-Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 325, 839-844.
- Bertrand, J.-M., Guillot, F., Leterrier, J., Perruchot, M. P., Aillères, L. & Macaudière, J.**, 1998. Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon. *Geodinamica Acta*, 11(1), 33-49.
- Bertrand, J.-M., Guillot, F. & Leterrier, J.**, 2000a. Âge Paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330, 473-478.
- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R. T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M.**, 2000b. SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the internal Western Alps (Savoy and Piemonte). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 225-248.
- Bianchi, A. & Dal Piaz, G.**, 1959. La memoria geologico-petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e regioni limitrofe (osservazioni critiche). *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, XV, 21-24.
- Bigoggero, B., A. Colombo, et al.**, 1994. "The Oligocene Valle del cervo pluton: an example of shoshonitic magmatism in the Western Italian Alps." *Memorie di Scienze Geologiche* 46, 409-421.
- Biino, G. & Pognante, U.**, 1989. Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (western Alps, Italy): Early-Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos* 24, 3-19.
- Biino, G. & Compagnoni, R.**, 1992. Very-high pressure metamorphism of the Brossasco coronite metagranite, southern Dora Maira Massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 72, 347-363.

- Bill, M., O'Dogherty, L., Guex J., Baumgartner, P.O. & Masson, H.**, 2001. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 129-143.
- Bistacchi, A., G. V. Dal Piaz, et al.**, 2001. "The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps." *International Journal of Earth Sciences* 90: 654-667.
- Bistacchi, A. and M. Massironi**, 2000. "Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach." *Tectonophysics* 327: 267-292.
- Bjornerud, M. G., Austrheim, H. & Lund, M. G.**, 2002. Processes leading to eclogitization (densification) of subducted and tectonically buried crust. *Journal of geophysical research*, 107(B10), 2252.
- Bocquet, J.**, 1974. Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 278(D), 2601-2604.
- Borghi, A., Cadoppi, P., Porro, A. & Sacchi, R.**, 1985. Metamorphism in the northern part of the Dora Maira massif (Cottian Alps), *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*. 3, 369-380.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Sandrone, R.**, 1994. Evoluzione termo-tettonica alpina nel settore settentrionale del Massiccio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Ticinensi Scienze della Terra ser.sp. 1*, 137-152.
- Borghi, A. & Sandrone, R.**, 1995. Petrological constraints on the Alpine P-T history of the internal Pennine nappes of the Western Alps. *Suppl. Bol. Mus. Reg. Sci. Nat.*, 13, 241-272.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Sandrone, R.**, 1996. Composite P-T paths in the Internal Penninic Massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89(1), 345-367.
- Bouffette, J., Lardeaux, J.-M. & Caron, J.-M.**, 1993. Le passage des granulites aux éclogites dans les métapelites de l'unité de la Punta Muret (Massif Dora-Maira, Alpes occidentales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317(II), 1617-1624.
- Bousquet, R., Goffé, B., Henry, P., Le Pichon, X. & Chopin, C.**, 1997. Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust. *Tectonophysics*, 273, 105-127.
- Brady, J. B. & McCallister, R. H.**, 1983. Diffusion data for clinopyroxenes from homogenization and self-diffusion data. *American mineralogist*, 68, 95-105.
- Brewer, J. A., Matthews, D. H., Warner, M. R., Hall, J., Smythe, D. K. & Whittington, R. J.**, 1983. BIRPS deep seismic reflection studies of the British Caledonides., 305(5931), 206-210.
- Brousmiche-Delcambre, C., Mercier, D. & Coquel, R.**, 1995. Implications stratigraphiques de la révision de la flore carbonifère au sud de Briançon, *C.R. Acad. Sci. Paris, Ila* 320, 335-340.
- Brousmiche-Delcambre, C., Mercier, D. & Coquel, R.**, 1996. Révision de la flore carbonifère du Briançonnais. Implications stratigraphiques. Partie I: vallée de la Durance au sud de Briançon. *Palaeontographica B*, 239, 77-107.
- Brousmiche-Delcambre, C., Coquel, R. & Mercier, D.**, 1997. Sur l'âge des terrains carbonifère affleurant au col de Tramouillon (Massif de Gaudent, sud Briançonnais). *Rev. Paléobio*, 16, 169-179.
- Brousmiche-Delcambre, C., Mercier, D. & Coquel, R.**, 1998. Révision de la flore carbonifère du Briançonnais. Implications stratigraphiques. Partie II: le Nord de Briançon, de la vallée de la Guisane à celle de la Clarée. *Palaeontographica B*, 248, 87-125.
- Brousmiche-Delcambre, C., Coquel, R. & Decrouez, D.**, 1999. Sur la flore de deux gisements carbonifères de la zone delphino-helvétiques: carrière d'Héry-sur-Ugine (vallée de l'Arly); ardoisières des Posettes (Massif des Aiguilles Rouges) - Haute Savoie, France. *Rev. Paléobio*, 18, 317-331.
- Brouwer, F. M.**, 2000. Thermal evolution of high-pressure metamorphic rocks in the Alps. *Geol. Ultraiectina*, 1999, 221p.
- Brouwer, F.M., Vissers, R.L.M. & Lamb, W.M.**, 2002. Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western Alps, Italy, *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 450-470.

- Brouwer, F. M., Van de Zedde, M.J.R., Wortel, M.J.R. & Vissers, R.L.M.**, 2004. Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PTt trajectories and thermomechanical models. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 185-199.
- Bruno, M., Compagnoni, R. & Rubbo, M.**, 2001. The ultra-high pressure coronitic and pseudomorphous reactions in a metagranodiorite from the Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira Massif, western Italian Alps: a petrographic study and equilibrium thermodynamic modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(1), 33-43.
- Bucher, S., Schmid, S.M., Bousquet, R. & Fügenschuh, B.**, 2003. Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting? *Terra Nova*, 15, 109-117.
- Bucher, S., Ulardic, C., Bousquet, R., Ceriani, S., Fügenschuh, B., Gouffon, Y. & Schmid, S.**, 2004. Tectonic evolution of the Briançonnais units along a transect (ECORS-CROP) through the Italian-French Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(3), 321-345.
- Burkhard, M.**, 1990. "Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt)." *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83: 559-583.
- Burri, M.**, 1983. Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bulletin de Géologie de Lausanne*, 270, 1-88.
- Burov, E., Jolivet, L., Le Pourhiet, L. & Poliakov, A.**, 2001. A thermomechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, 342(1-2), 113-136.
- Bussy, F. & Cadoppi, P.**, 1996. U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps), Schweiz. Mineral. Petrog. Mitteil. 76, 217-233.
- Bussy, F., Derron, M.-H., Jacquod, J., Sartori, M. & Thélin, P.**, 1996. The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). *European journal of mineralogy*, 8, 565-575.
- Butler, R.W.H. & Freeman, S.**, 1996. Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the entrelor shear zone, Western Aps. *Journal of structural Geology*, 18, 909-923.
- Caby, R.**, 1968. Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales: Subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste. *Géologie alpine*, 44, 95-111.
- Caby, R.**, 1974. Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géologie alpine*, 50, 39-44.
- Caby, R., Kiénaast, J.-R. & Saliot, P.**, 1978. Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 20, 307-322.
- Caby, R.**, 1994. Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *European journal of mineralogy*, 6(2), 235-244.
- Caby, R.**, 1996. Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 229-267.
- Callegari, E., Compagnoni, R. & Dal Piaz, G. V.**, 1969. Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 88, 59-69.
- Callegari, E., Fiora, L., Compagnoni, R., Crisci, G.M. & Sandrone, R.**, 1982. Caratterizzazione geochemica degli ortogneiss granitici dei massicci Gran Paradiso e del Dora Maira (Alpi Occidentali), *Rend. Soc. It. Min. Petro.* 38, 498-499.
- Carpena, J. & Mailhé, D.**, 1984. Plis en fourreau hectométriques au coeur de l'orthogneiss du Grand Paradis (Alpes occidentales italiennes). *Comptes-Rendus Académie des Sciences de Paris II* 298, 415-418.
- Cayeux, L.**, 1929. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Imprimerie Nationale, Paris, 774p.

- Ceriani, S. and S. M. Schmid**, 2004. "From N-S collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: Structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France)." *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97(3): 347-369.
- Champagnac, J.-D., C. Sue, et al.**, 2004. "Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse." *Terra nova* 16: 232-242.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M. & Bokun, A. N.**, 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4), 173-182.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A. N.**, 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 132, 225-232.
- Chessex, R., Delaloye, M., Krummenacher, D. & Vuagnat, M.**, 1964. Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 44, 43-60.
- Chopin, C. & Maluski, H.**, 1980. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking-temperature concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74, 109-122.
- Chopin, C.**, 1981. Talc-Phengite : a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps, *J. Petrol.* 22, 628-650.
- Chopin, C.**, 1981. Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales française). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(XXIII), 297-301.
- Chopin, C.**, 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 86, 107-118.
- Chopin, C.**, 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(1-2), 1-14.
- Choukroune, P.**, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8(1), 23-39.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P.R., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J.-P.**, 1986. Deformation and motion in the western Alpine arc. *Tectonics*, 5, 215-226.
- Choukroune, P. & Gapais, D.**, 1983. Strain pattern in the Aar granites (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology*, 5, 411-418.
- Cigolini, C.**, 1995. Geology of the Internal zone of the Gran Saint Bernard Nappe: a metamorphic Late Paleozoic volcano-sedimentary sequence in South-Western Aosta Valley (Western Alps). *Bollettino del museo Regionale di Scienze Naturale, Torino*, 13(2), 293-328.
- Clarke, G.L., Guiraud, M., Powell, R. & Burg, J.-P.**, 1987. Metamorphism in the Olary Block, south Australia : compression with cooling in a Proterozoic fold belt, *J. metamorphic Geol.* 5, 291-306.
- Cloos, M.**, 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis; subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geol Soc Am Bull*, 105(6), 715-737.
- Cloos, M. & Shreve, R. L.**, 1988. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure and Applied Geophysics (Historical Archive)*, 128(3 - 4), 501-545.
- Coggon, R. & Holland, T. J. B.**, 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 683-696.
- Collet, L.W.**, 1935. The structure of the Alps. Arnold & Co, London, 304p (2nd edition).
- Compagnoni, R. & Prato, R.**, 1969. Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregraitici del massiccio del Gran Paradiso. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 88, 537-549.
- Compagnoni, R. & Maffeo, B.**, 1973. Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 53, 355-378.
- Compagnoni, R., Elter, G. & Lombardo, B.**, 1974. Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Memorie della Società Geologica Italiana. Supp.* 13, 227-239.

- Compagnoni, R. & Lombardo, B.**, 1974. The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 30, 223-237.
- Compagnoni, R.**, 1977. The Sesia-Lanzo zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33(1), 335-374.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Gosso, G., Lombardo, B. & Williams, P. F.**, 1977. The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 281-334.
- Compagnoni, R. & Hirajima, T.**, 2001. Superzoned garnets in the coesite-bearing Brossasco-Isasca Unit, Dora-Maira massif, Western Alps, and the origin of the whiteschists. *Lithos* 57, 219-236.
- Cornelius, H. P.**, 1934. Das Profil des Col Lauson. *Mitteilungen der geologische Gesellschaft in Wien*, 27, 132-X.
- Corsi, P.**, 2003. La Carta Geologica d'Italia: agli inizi di un lungo contenzioso. In G.B. Vai et W. Cavazza eds "Four centuries of the word "Geology" Ulisse Aldrovandi 1603 in Bologna", Minerva Edizioni, Bologna, p. 255-279.
- Dachs, E. & Proyer, A.**, 2001. Relics of high-pressure metamorphism from the Grossglockner region, Hohe Tauern, Austria: paragenetic evolution and P-T paths of retrogressed eclogites. *European journal of mineralogy*, 13(1), 67-86.
- Daignieres, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E. & Torne, M.**, 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line. *Tectonics*, 8(5), 1051-1058.
- Dale, J. & Holland, T. J. B.**, 2003. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-pressure rocks from the Adula Nappe, Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8), 813-829.
- Dale, J., Powell, R., White, R. W., Elmer, F. L. & Holland, T. J. B.**, 2005. A thermodynamic model for Ca-Na clinoamphiboles in $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ for petrological calculations. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(8), 771-791.
- Dal Piaz, Gb.**, 1928. Geologia della catena Herbetet – Gran Nomenon. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 7, 83p.
- Dal Piaz, Gb.**, 1938. Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri. *Periodico di Mineralogia*, IX, 273-287.
- Dal Piaz, Gb.**, 1939. La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze ni riguardi della storia geologica delle Alpi. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 58, 105-152.
- Dal Piaz, G. V.**, 1963. Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa paraderivati a prevalente metamorfismo Alpino. *Rendiconti della Società di Mineralogia Italiana*, XX, 102-135.
- Dal Piaz, G.V.**, 1965. Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss: struttura retroflessa della zona del Gran san Bernardo. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 84, 107-136.
- Dal Piaz, G. V.**, 1966. Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antichedel ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 85, 103-132.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C. & Martinotti, G.**, 1972. La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 433-460.
- Dal Piaz, G. V., G. Venturelli, et al.**, 1979. "Calc-alkaline to ultra-potassic postcollisional volcanic activity in the internal Northwestern Alps." *Memorie di Scienze Geologiche* 32: 1-16.
- Dal Piaz, G. V., Lombardo, B. & Gosso, G.**, 1983. Metamorphic evolution of the Mt. Emilius klippe, Dent Blanche nappe, Western Alps. *American Journal of Science*, 283-A, 438-458.
- Dal Piaz, G. V. & Lombardo, B.**, 1986. Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement of the northwestern Alps. *Geol. Soc. Ame. Mem*, 164, 249-265.
- Dal Piaz, G.V.**, 1993. Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension, in: J.F. von Raumer and F. Neubauer F. (Eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 327-344.

- Dal Piaz, G. V.**, 1999. The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. *Mem. Sci. Geol.*, 51, 155-176.
- Dal Piaz, G.V.**, 2001a. History of tectonic interpretations of the Alps. *Journal of Geodynamics*, 32, 99-114.
- Dal Piaz, G.V.**, (2001b). Geology of the Monte Rosa massif: historical review and personal comments. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 81, 275-303.
- Davies, J. H. & von Blanckenburg, F.**, 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 85-102.
- Debelmas, J.**, 1955. Les zones subbriançonnaise et Briançonnaise Occidentale (entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes)). *Mémoires publiés par le service de la carte géologique de la France*, 171 pp.
- Debelmas, J., Kerckove C.**, 1980. Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, 56, 21-58.
- Debelmas, J.**, 1986. Intracontinental subduction and mountain uplift: the example of the Western Alps. *Géologie Alpine*, 62, 1-10.
- Decandia, F.A. & Elter, P.**, 1972. La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Apennino ligure). *Memorie della Società Geologica Italiana*, XI, 503-530.
- De Margerie, E. & Heim, A.**, 1888. Les dislocations de l'écorce terrestre. *Essai de définition et de nomenclature*. Wurster et Cie, Zürich, 154p.
- Desmons, J. & Ghent, E. D.**, 1977. Chemistry, Zonation and distribution coefficients of elements in eclogitic minerals from the Eastern Sesia Unit, Italian Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 57, 397-411.
- Desmons, J., Laduron, D. & De Bethune, P.**, 1977. Grenats zonés de la nappe du Grand-saint-Bernard et de la zone piémontaise (Alpes Occidentales). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 29, 327-347.
- Desmons, J.**, 1992. The Briançon basement (Pennine Western Alps): mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 72, 37-55.
- Desmons, J., Compagnoni, R. & Cortesogno, L.**, 1999. Alpine metamorphism of the western Alps : II. High-P/T and related pre-greenschist metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79, 111-134.
- Desmons, J., Compagnoni, R., Cortesogno, L., Frey, M. & Gaggero, L.**, 1999b. Pre-alpine metamorphism of the internal zones of the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79, 23-39.
- Detraz, G. & Loubat, H.**, 1984. Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes française). *Géologie alpine*, 60, 5-12.
- Deville, E.**, 1986. Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (Massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). *Conséquences paléogéographiques*. *Géologie Alpine*, 62, 51-61.
- De Wever, P. & Baumgartner, P.O.**, 1995. Radiolarians from the base of the supra-ophiolitic Schistes Lustrés Formation in the Alps (Saint-Véran, France and Traversiera Massif, Italy). *Mémoires de Géologie de Lausanne*, 23, 725-729.
- De Wever, P. & Caby, R.**, 1981. Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur? Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiniennes (Saint Véran, France). *Comptes-Rendus Académie des Sciences de Paris*, 292 (II), 467-472.
- De Wever, P., Danielan, T., Durand Delga, M., Cordey, F., et Kito, N.**, 1987. Datation des radiolaires post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des radiolaires, *Comptes-Rendus Académie des Sciences de Paris*, 305 (II), 893-900.
- Doin, M.-P. & Henry, P.**, 2001. Subduction initiation and continental crust recycling: the roles of rheology and eclogitization. *Tectonophysics*, 342(1-2), 163-191.
- Droop, G.T.R., Lombardo, B. & Pognante, U.**, 1990. Formation and distribution of eclogite-facies rocks in the Alps. In "Eclogite-facies rocks" (Carswell, D.A. ed.), Blackie, Glasgow and London., 225-259.

- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M. & Albarède, F., 1997.** The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* 387, 586-589.
- Eaton, D. W., Ross, G. M., Cook, F. A. & Vandervelden, A., 2000.** Seismic imaging of the upper mantle beneath the Rocky Mountain foreland, southwestern Alberta. *Canadian journal of Earth Sciences*, 37, 1493-1507.
- Echtler, H. P. & Hetzel, R., 1997.** Main Uralian Thrust and Main Normal fault: non extensional Palaeozoic high-P rock exhumation, oblique collision, and normal faulting in the Southern Urals. *Terra Nova*, 9, 158-162.
- Ellenberger, F., 1953.** Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 45, 285-286.
- Ellenberger, F., 1958.** Etude géologique du Pays de Vanoise. Mémoires pour servir à l'Explication de la Carte Géologique de la France, 562p. et 42pl.
- Ellenberger, F., 1960-63.** La Vanoise, un géantoclinal métamorphique. Livre Jubilaire à la mémoire de P. Fallot, Société Géologique de France, 2, 383-393.
- Ellenberger, F., Michard, A. & Sturani, C., 1964.** Découvertes d'Ammonites et observations stratigraphiques dans les "Schistes Lustrés" du Val Grana. *Comptes-rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 259, 3047-3050.
- Ellenberger, F., 1965.** Le "style pennique": rhéomorphisme ou cisaillements? Application au Grand Paradis. *Comptes-rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 260, 4008-4011.
- Ellenberger, F., 1966.** Le permien du Pays de Vanoise. *Atti. symp. Verrucano*, Pisa, 170-211.
- Ellenberger, F., 1982.** Marcel Bertrand et l'orogénèse programmée. *Geologische Rundschau*, 71, 463-474.
- Elter, G., 1960.** La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 116p.
- Elter, G., Elter, P., Sturani, C. & Weidmann, M., 1966.** Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Archives des Sciences Genève*, 19, 279-382 (et *Bulletin de Géologie Lausanne* 167).
- Elter, G., 1971.** Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géologie Alpine*, 47, 147-169.
- Elter, G., 1972.** Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 28, 19p.
- Elter, G., 1987.** Carte géologique de la vallée d'Aoste, échelle 1/100000. Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali (CNR), Torino.
- Engi, M., Todd, C. S. & Schmatz, D. R., 1995.** Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 75(3), 347-369.
- England, P. & Molnar, P., 1990.** Surface uplift, uplift rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18, 1173-1177.
- Engvik, A. K., Austrheim, H. & Andersen, T. B., 2000.** Structural, mineralogical and petrophysical effects on deep crustal rocks of fluid-limited polymetamorphism, Western Gneiss Region, Norway. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 121-134.
- Erambert, M. & Austrheim, H., 1993.** The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 204-214.
- Ernst, G.W., 1971.** Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34, 43-59.
- Ernst, G. W., 1973.** Interpretive synthesis of metamorphism in the Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2053-2078.
- Escher, A. & Beaumont, C., 1997.** Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of structural geology* 19, 955-974.

- Fabre, J.**, 1961. Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 2, 315p.
- Faryad, S. W. & Chakraborty, S.**, 2005. Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modelling of garnet: a case study from the Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 306-318.
- Feys, R.**, 1963. Etude géologique du carbonifère Briançonnais. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 6, 387p.
- Franchi, S.**, 1898. Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXIX (3) 173-247 et (4) 325-482.
- Franchi, S.**, 1904. Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXXV (2) 125-181.
- Franchi, S.**, 1926a. Quesiti geologici nelle Alpi Cozie franco-italiane. *Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia*, LI (14), 1-19.
- Franchi, S.**, 1926b. Principali risultati scientifici delle escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. Termier e W. Kilian. *Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia*, LI (14), 1-16.
- Franchi, S.**, 1929a. La inesistenza nelle alpi occidentali delle "nappes du Mont Rose et du Grand Saint Bernard" di M. Lugeon et di E. Argand. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, XLVIII, 90-92.
- Franchi, S.**, 1929b. Sulla tettonica delle Alpi cozie franco-italiane. In *Studi geologici sulle Alpi occidentali*, Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia, VII, 5-64.
- Franchi, S. & Di Stefano, G.**, 1896. Sull'età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXVII, 171-180.
- Franchi, S. & Novarese, V.**, 1895. Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXVI, 383-429.
- Franks, S. & Trümpy, R.**, 2005. The Sixth International Geological Congress: Zürich, 1894. *Episodes*, 28, 187-192.
- Freeman, S. R., Inger, S., Butler, R.W.H. & Cliff, R.A.**, 1997. Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics* 16, 57-76.
- Frisch, W.**, 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics* 60, 121-139.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Frank, W., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jäger, E. & Niggli, E.**, 1974. Alpine metamorphism of the Alps: a review. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 54, 247-290.
- Frey, M. & Mahlmann, R. F.**, 1999. Alpine metamorphism of the central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79(1), 135-154.
- Früh-Green, G. L.**, 1994. Interdependence of deformation, fluid infiltration and reaction progress recorded in eclogitic metagranitoids (Sesia zone, Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 327-343.
- Ganne, J., Bussy, F. & Vidal, O.**, 2003. Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basement (Ambin Massif, Savoy): New petrological constraints on the blueschists-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 44(7), 1281-1308.
- Gerya, T. V., Stöckert, B. & Perchuk, A. L.**, 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. *Tectonics*, 21(6), 1056.
- Gil Ibarguchi, J. I.**, 1995. Petrology of jadeite metagranite and associated orthogneiss from the Malpica-Tuy allochthon (Northwest Spain). *European Journal of Mineralogy*, 7, 403-415.
- Giorgis, D., Thélín, P., Stampfli, G. & Bussy, F.**, 1999. The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 79, 381-398.
- Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P. & Le Pichon, X.**, 2003. Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(2), 123-141.
- Gosso, G., Dal Piaz, G.V., Piovano, V. & Polino, R.**, 1979. High pressure emplacement of early-Alpine nappes, post-nappe deformations and structural levels (internal Northwestern Alps). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 32, 5-15.

- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W. & Lourens L.J.**, 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes* 27, 83-90.
- Grassi, G. C.**, 1982. Le Grand Paradis et les vallées du Lanzo. *Denoël*.
- Greber, C.**, 1965. Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 21, 380p.
- Green, T.H. & Hellman, P.L.**, 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite thermometer, *Lithos.* 15, 253-266.
- Guillot, F., Liégeois, J.-P. & Fabre, J.**, 1991. Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 313(II), 239-244.
- Guillot, F. & Raoult, J. F.**, 1985. Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale: données nouvelles et hypothèses (Zone Briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 183-192.
- Guillot, F., Ploquin, A., Raoult, J. F. & Peruccio-Parison, M.-D.**, 1986. Les séries antépermienues de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte: arguments pour un âge antéhouiller. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 303(12), 1141-1146.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.-M., Deloule, E. & Baudin, T.**, 2002. Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (Internal W Alps). *Int. J. Earth Sciences.*, 97, 964-978.
- Guiraud, M., Powell, R. & Rebay, G.**, 2001. H₂O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 445-454.
- Hanmer, S. & Passchier, C.W.**, 1991. Shear sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada Paper*, 90, 1-71.
- Haudour, J.**, 1976. Les Houillères du Dauphiné. Le gisement d'anthracite de la Mure. *Revue de l'Industrie Minière*, 58, 65-75.
- Haug, E.**, 1904. Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. *Congrès Géologique International*, Vienne, 2, 493-506.
- Haug, E. & Kilian, W.**, 1894. Les lambeaux de recouvrement de l'Ubaye. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 31 déc. 1894.
- Hébert, R. & Ballèvre, M.**, 1993. Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France) : constraints on low-pressure metamorphism, *Bull. Soc. Geol. France*. 164(2), 215-228.
- Heinrich, C. A.**, 1982. Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 81, 30-38.
- Heinrich, C. A.**, 1986. Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula Nappe. *Journal of Petrology*, 27, 123-154.
- Heritsch, F.**, 1929. The nappe theory in the Alps. *Methuen*, London, 228p.
- Hermann, F.**, 1928. Sulla tectonica valdostana. *Memorie VII*, 1-18 (avec deux planches de coupes en couleur).
- Hermann, F.**, 1938. Carte géologique des Alpes occidentales (avec une légende et une notice explicative). *Wepf*, Basel.
- Hermann, J., Muntener, O. & Scambelluri, M.**, 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327(3-4), 225-238.
- Hiroi, Y. & Ellis, D.**, 1994. Preservation of Ca, P, REE growth zonation patterns in garnet which have undergone partial Fe, Mg and Mn volume diffusion re-equilibration: examples from Japan and Sri Lanka. *EOS, Transactions of the American geophysical union*, 75, 185-186.
- Holland, T. J. B. & Powell, R.**, 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.
- Holland, T. & Powell, R.**, 2003. Activity – composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 492-501.

- Hurford, A. J. & Hunziker, J.C.**, 1989. A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 69, 319-329.
- Hy, C.**, 1984. Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale écolitisée: les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone. (zone Sesia-Lanzo, Alpes Italiennes), Unpub. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 199p.
- Hynes, A. & Forest, R.C.**, 1988. Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies), *J. metamorphic Geol.* 6, 297-309.
- Inger, S. & Ramsbotham, W.**, 1997. Syn-convergent exhumation implied by progressive deformation and metamorphism in the Valle dell'orco transect, NW Italian Alps. *Journal of the Geological Society of London*, 154, 667-677.
- Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R.A. & Rex, D.C.**, 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126, 152-168.
- Jahn, B.M., Cabry, R. & Monie, P.**, 2001. The oldest UHP eclogites of the World: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology*, 178(1), 143-158.
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H. & Andersen, T. B.**, 2005. Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4), 532-547.
- Karabinos, P.**, 1984. Polymetamorphic garnet zoning from Southeastern Vermont. *American journal of Science*, 284, 1008-1025.
- Kassem, O.K. & Ring, U.**, 2004. Underplating-related finite-strain patterns in the Gran Paradiso massif, Western Alps, Italy : heterogeneous ductile strain superimposed on a nappe stack. *Journal of the Geological Society of London* 161, 875-884.
- Keller, L.M., Abart, R., Stünitz, H. & de Capitani, C.**, 2004. Deformation, mass transfer and mineral reactions in an eclogite facies shear zone in a polymetamorphic metapelite (Monte Rosa nappe, western Alps). *Journal of metamorphic Geology* 22, 97-118.
- Kerrick, D.M. & Woodsworth, G.J.**, 1989. Aluminium silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia, *J. metamorphic Geol.* 7, 547-563.
- Kiénast, J.-R.**, 1973. Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés-ophiolites" du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude de roches métamorphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 276, 2621-2624.
- Kilian, W.**, 1900. Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. *Bulletin des Serives de la Carte Géologique de la France*, XI (75), 259-277
- Kilian, W.**, 1904. Les phénomènes de charriage dans les Alpes delphino-provençales. *Congrès Géologique International*, Vienne, 2, 455-476.
- Klein, J.A.**, 1978. Post-nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. *Leidse Geologische Mededelingen*, 51, 233-312.
- Koons, P. O., Rubie, D. C. & Früh-Green, G. L.**, 1987. The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz diorite during metamorphism in the eclogite facies. *Journal of Petrology*, 28(4), 679-700.
- Kretz, R.**, 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.
- Lacassin, R.**, 1983a. Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont-Rose dans la vallée de Saas (Suisse). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, II 296, 777-782.
- Lacassin, R.**, 1983b. Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont-Rose: étude microstructurale. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, II 297, 613-618.
- Lacassin, R.**, 1987. Kinematics of ductile shearing from outcrop to crustal scale in the Monte Rosa nappe, western Alps. *Tectonics*, 6, 69-88.
- Lacassin, R. & Mattauer, M.**, 1985. Kilometre-scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. *Nature*, 316, 739-742.
- Laduron, D.**, 1976. L'antiforme de Vanzone: étude pétrologique et structurale dans la vallée anzasca (Province de Novara, Italie). *Mémoire de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain*, 28, 121p.

- Laduron, D. & Desmons, J.**, 1981. Résorption et néocroissances dans les grenats d'un micaschiste du Rutor (Alpes penniques franco-Italiennes). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, XXXI, 335-347.
- Lagabrielle, Y. & Cannat, M.**, 1990. Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern Central Atlantic basement. *Geology*, 18, 319-332.
- Lagabrielle, Y. & Lemoine M.**, 1997. Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 325, 909-920.
- Lanza, R.**, 1977. "Palaeomagnetic data from the andesitic and lamprophyric dykes of the Sesia-Lanzo zone (Western Alps)." *Schweizerische Petrographische und Mineralogische Mitteilungen* 57: 281-290.
- Lanza, R.**, 1979. "Paleomagnetic data on the andesitic cover of the sesia-Lanzo zone (western Alps)." *Geologische Rundschau* 68: 83-92.
- Lanza, R.**, 1984. "Paleomagnetism in the Traversella massif." *Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata* 26: 115-124.
- Lanzirotti, A.**, 1995. Yttrium zoning in metamorphic garnets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4105-4110.
- Lapen, T.J., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P., Mahlen, N.J., Beard, B.L. & Amato, J.M.**, 2003. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 57-72.
- Lardeaux, J.-M., Gosso, G., Kienast, J.-R. & Lombardo, B.**, 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 24, 793-800.
- Lardeaux, J.-M. & Spalla, M. I.**, 1991. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of metamorphic Geology*, 9, 35-59.
- Laurent, P. & Etchecopar, A.**, 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora-Maira. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7) XVIII, 1387-1393.
- Le Bayon, B. & Ballèvre, M.**, 2004. Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous - Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, estern Alps). *Comptes rendus Géosciences*, 336, 1079-1089.
- Le Bayon, B. & Ballèvre, M.**, 2006. Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. *Journal of Structural Geology*, in press.
- Le Bayon, R.**, 2003. Tectono-Metamorphic evolution of the Monte Rosa Nappe and surrounding Units (Western Alps): Implications for Alpine geodynamics and exhumation of metamorphic terranes, Universität Basel, Basel.
- Le Goff, E. & Ballèvre, M.**, 1990. Geothermobarometry in albite-garbet orthogneisses: a case of study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps). *Lithos* 25, 261-280.
- Leloup, P. H., N. Arnaud, Sobel, E. R. & Lacassin, R.**, 2005. "Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc." *Tectonics* 24: TC4002.
- Lemoine, M.**, 1971. Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). *Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Géologie Alpine*, 47, 181-201.
- Lemoine, M. & Michard, A.**, 1963. Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 256, 4050-4053.
- Lemoine, M., Steen, D. & Vuagnat, M.**, 1970. Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: observations dans le massif de Chabrière en haute Ubaye. (Basses-Alpes, France). *CR séances dela Société Phys Hist Nat Genève*, 5, 44-59.

- Liati A., Froitzheim N. & Fanning, C.M.**, 2005. Jurassic ophiolites within the Valais domain of the Western and Central alps: geochronological evidence for re-rifting of oceanic crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 446-461.
- Liu, X., Jahn, B.-m., Dong, S., Li, H. & Oberhänsli, R.**, 2003. Neoproterozoic Granitoid Did Not Record Ultrahigh-Pressure Metamorphism from the Southern Dabieshan of China. *The Journal of Geology*, 111, 719-732.
- Loomis, T. P.**, 1983. Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In: *Kinetics and equilibrium in minerals reaction* (ed Saxena, S. K.), pp. 1-60.
- Lorenzini, C.**, 1995. Le antiche miniere della valle d'Aosta.
- Lugeon, M.**, 1901. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4) I, 723-825.
- Lugeon, M.**, 1904. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. *Congrès Géologique International*, Vienne, 2, 477-492.
- Lugeon, M. & Argand, E.**, 1905a. Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 140, 1364-1366.
- Lugeon, M. & Argand, E.**, 1905b. Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 140, 1491-1493.
- Madhjouh, Y., Choukroune, P. & Kiénast, J.-R.**, 1997. Kinematics of a complex Alpine segment: superimposed tectonic and metamorphic events in the Petite Kabylie Massif (northern Algeria), *Bull. Soc. Géol. France* 168, 649-661.
- Malavieille, J., Lacassin, R. & Mattauer, M.**, 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7) XXVI, 895-906.
- Malusà, M. G.**, 2005. The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176, 417-431.
- Malusà, M. G., R. Polino, Zattin, M., Bigazzi, G., Martin, S. & Piana, F.** 2005. "Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology." *Tectonics* 24: 1-23.
- Mancktelow, N.**, 1985. The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 78, 73-96.
- Mancktelow, N.**, 1990. The Simplon Fault zone. *Beiträge zur Geologische Karte der Schweiz, Neue Folge*, 163, 74p.
- Marcucci, M. & Conti, M.**, 1995. Radiolarian biostratigraphy of the cherts in the sedimentary cover of the Apenninic ophiolites (Italy). *Mémoires de Géologie Lausanne*, 23, 799-812.
- Markley, M.J., Teyssier, C. & Caby, R.**, 1999. Re-examining Argand's view of the Siviez-Mischabel nappe. *Journal of Structural Geology*, 21, 119-1124.
- Marthaler, M.**, 1984. Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, suisse). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 77, 395-448.
- Masson, H.**, 1972. Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 65(1), 27-41.
- Masson, H.**, 1976. Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 69, 527-575.
- Masson, H.**, 1983. La géologie en Suisse de 1882 à 1932. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 76, 47-64.
- Masson, F., Verdun, J., Bayer, R. & Debeglia, N.**, 1999. Une nouvelle carte gravimétrique des Alpes occidentales et ses conséquences structurales et tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Séries IIA - Earth and Planetary Science*, 329(12), 865-871.
- Masson, H.**, 2002. Ophiolites and other (ultra)basic rocks from the West-Central Alps: new data for a puzzle. *Bulletin de la Société Vaudoise de Sciences Naturelles*, 88, 263-276 (et *Bulletin Géologie Lausanne* 356).
- Massonne, H.J. & Schreyer, W.**, 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblages with K-feldspar, phlogopite and quartz, *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 212-224.
- Matsumoto, N. & Hirajima, T.**, 2000. Garnet in pelitic schists from a quartz-eclogite unit of the southern Dora-Maira massif, Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80(53-62).

- Mattauer, M.**, 1981. Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes suisses (couverture nord de la Nappe du Mont Rose). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, II 293, 929-932.
- Meffan-Main, S., Cliff, R. A., Barnicoat, A. C., Lombardo, B. & Compagnoni, R.**, 2004. A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso, western Alps: a Rb-Sr microsampling study. *Journal of metamorphic Geology* 22, 267-281.
- Mercier, D. & Beaudoin, B.**, 1984. Le Briançonnais au Carbonifère: modalités de la subsidence d'une gouttière méridienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 298(II), 125-128.
- Mercier, D. & Beaudoin, B.**, 1987. Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géol. alpine Mém. HS*, 13, 25-31.
- Merle, O.**, 1994. Nappes et chevauchements. Masson, Paris, 142p.
- Merle, O. & Ballèvre, M.**, 1992. Late Cretaceous –early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, II 315, 1769-1776.
- Michard, A.**, 1961. Schéma structural du massif triasico-liasique Maira-Grana dans ses rapports avec les schistes lustrés et le massif Dora-Maira (Alpes Cottiennes). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 253, 2726-2728.
- Michard, A.**, 1967. Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Editions du CNRS, Paris, 448p.
- Michard, A. & Sturani, C.**, 1964. La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese: nouveaux résultats et nouvelles questions. *Compte-rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 1964, 382-383.
- Michard, A., Chopin, C. & Henry, C.**, 1993. Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics* 221, 173-193.
- Michel, R.**, 1953. Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences de la Terre*, I (3-4), 287p.
- Milnes, A.G.**, 1974a. Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A new working hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1727-1732.
- Milnes, A.G.**, 1974b. Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 67, 333-348.
- Milnes, A.G.**, 1978. Structural zones and continental collision, central Alps. *Tectonophysics*, 47, 369-392.
- Milnes, A.G., Grellier, M. & Müller, R.**, 1981. Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. *Journal of Structural Geology*, 3, 411-420.
- Montjuvent, G. & Marnezy, A.**, 1986. Processus d'évolution des versants dans les Alpes françaises. *Géologie Alpine*, 87-105.
- Müller, R.**, 1982. Die tektonische Erforschung der Penninischen Alpen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, 447-479.
- Nowlan, E.U., Schertl, H.-P. & Schreyer, W.**, 2000. Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western alps. *Lithos* 52, 197-214.
- Novarese, V.**, 1894a. Relazione sul rilevamento eseguito nelle Alpi occidentali (valli dell'Orco e della Soana) nella campagna del 1893. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXV, 215-230.
- Novarese, V.**, 1894b. Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavarenche (Alpi Graje). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXV, 275-300.
- Novarese, V.**, 1895. Rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpe Cozie). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXVI, 253-282.
- Novarese, V.**, 1896. Sul rilevamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpi Cozie). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXVII, 231-267 (avec quatre coupes).
- Novarese, V.**, 1898. I giacimenti di grafite delle Alpi Cozie. *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXIX, 4-150.
- Oberhänsli, R., Hunziker, J. C., Martinotti, G. & Stern, W. B.**, 1985. Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of Eo-Alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chemical Geology*, 52, 165-184.

- Oldroyd, D.R.**, 1990. The Highlands controversy. Constructing geological knowledge through fieldwork in nineteenth-century Britain. University of Chicago Press, Chicago, 438p.
- Parona, C.F.**, 1891. Sugli scisti silicei a radiolarie di Cesana presso il Monginevro. *Atti R. Soc. Sc. Torino*, 31.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J.**, 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289p.
- Pawlig, S. & Baumgartner, L.**, 2001. Geochemistry of a talc-kyanite-chloritoid shear zone within the Monte Rosa granite, Val d'Ayas, Italy. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 81, 329-346.
- Pennachioni, G.**, 1988. Studio geologico del tratto meridionale della dorsale tra Valnontey e Valeille (Cogne, Val d'Aosta). *Memorie di Scienze Geologiche*, XI, 333-354.
- Perchuk, A. L., Burchard, M., Maresch, W. V. & Schertl, H.-P.**, 2005. Fluid-mediated modification of garnet interiors under ultrahigh-pressure conditions. *Terra Nova*, 0(0), 1-9.
- Perello, P., Delle Piane, L., Piana, F., Stella, F. & Damiano, A.**, 2004. Brittle post-metamorphic tectonics in the Gran Paradiso Massif (north-western Italian Alps). *Geodinamica Acta* 17, 71-90.
- Pfiffner, O.A., Ellis, S. & Beaumont, C.**, 2000. Collision tectonics in the Swiss Alps: insights from geodynamic modelling. *Tectonics* 19, 1065-1094.
- Phillipot, P.**, 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian Western Alps. *Tectonics*, 9, 1143-1164.
- Pilchin, A.**, 2005. The role of serpentinization in exhumation of high- to ultra-high-pressure metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4), 815-828.
- Pitra, P. Guiraud, & M.**, 1996. Probable anticlockwise P-T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif, J. metamorphic Geol. 14, 49-60.
- Platt, J.P.**, 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 97, 1037-1053.
- Platt, J.P.**, 1987. The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Philosophical transactions of the Royal Society*, A 321, 87-103.
- Platt, J. P.**, 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5, 119-133.
- Platt, J.P., Behrmann, J.H., Cunningham, P.C., Dewey, J.F., Helman, M., Parish, M., Shepley, M.G., Wallis, S. & Weston, P.J.**, 1989. Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337, 158-161.
- Pognante, U., Talarico, U., Rastelli, N. & Ferrati, N.**, 1987. High pressure metamorphism in the nappes of the valle dell'Orco traverse (Western Alps collisional belt). *Journal of metamorphic Geology* 5, 397-414.
- Polino R., Ruffini R. & Ricci B.**, 1991. Le molasse terziarie della Collina di Torino: relazioni con la cinematica alpina. *Atti Ticinesi Scienze della Terra* 34, 85-95.
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y., & Renard, M.**, 2005. *Éléments de Géologie*. Treizième édition. Dunod, Paris.
- Powell, R. & Holland, T. J. B.**, 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R. & Holland, T.**, 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist*, 84, 1-14.
- Pownceby, M.I., Wall, V.J. & O'Neill, H.St.C.**, 1987. Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications, *Contrib. Mineral. Petrol.* 97 (1987) 116-126 and correction 97 (1987) 539.
- Prato, R.**, 1971. Il settore centro-occidentale del Massiccio del Gran Paradiso. *Atti Dell'accademia Delle Scienze Di Torino*, 105, 453-467.
- Proyer, A.**, 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranite and metapelites. *Lithos*, 70, 183-194.
- Ramsay, J.G. & Allison, I.**, 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynien granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 59, 251-279.

- Rebay, G. & Spalla, M. I.**, 2001. Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia-Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting? *Lithos*, 58(3), 85-104.
- Reddy, S.M., Wheeler, J. & Cliff, R.A.**, 1999. The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps. *Journal of metamorphic Geology* 17, 573-589.
- Reddy, S.M., Wheeler, J., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., Freeman, S., Inger, S., Pickles, C., Kelley, S.P.**, 2003. Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen. *Tectonophysics* 35, 77-102.
- Reinecke, T.**, 1991. Very-high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. *European journal of mineralogy*, 3, 7-17.
- Reinecke, T.**, 1998. Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps. *Lithos* 42, 147-189.
- Reynard, B. & Ballèvre, M.**, 1988. Coexisting amphiboles in an eclogite from the western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 333-350.
- Ring, U.** 1994. "Late Alpine kinematics of the Aosta fault (northwestern Italian Alps)." *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 1994(7): 434-442.
- Ring, U.**, 1995. Horizontal contraction or horizontal extension? Heterogeneous Late Eocene and Early Oligocene general shearing during blueschist and greenschist facies metamorphism at the Pennine-Austroalpine boundary zone in the Western Alps. *Geologische Rundschau*, 84, 843-859.
- Rivero, L., Pinto, V. & Casas, A.**, 2002. Moho depth structure of the eastern part of the Pyrenean belt derived from gravity data. *Journal of Geodynamics*, 33(3), 315-332.
- Robinson, P.**, 1991. The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *American mineralogist*, 76(11-12), 1781-1810.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Guillot, S. & Nicollet, C.**, 2000. Extension synconvergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). *Geodinamica Acta* 13, 133-148.
- Roure, F., Choukroune, P., Berasteguy, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Segurat, M., Camara, P. & Deramond, J.**, 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41-50.
- Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R.**, 1990. Deep structure of the Alps. *Mémoires de la Société Géologique de France* 156, 350p.
- Rubatto, D., Gebauer D. & Fanning, M.**, 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution for the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 269-287.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Compagnoni, R.**, 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 167, 141-158.
- Rubatto, D. & Hermann, J.**, 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29(1), 3-a-6.
- Rubatto, D., Schaltegger, U., Lombardo, B., Colombo, F. & Compagnoni, R.**, 2001. Complex paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 81(2), 213-228.
- Rubie, D. C.**, 1990. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites.
- Rumble, D. & Finnerty, T. A.**, 1974. Devonian Grossularite-Spessartine overgrowths on Ordovician Almandine from Eastern Vermont. *American Mineralogist*, 59, 558-562.
- Sacco, F.**, 1934. *Le Alpi*. Touring Club Italiano, 697p.
- Sacco, F.**, 1939. Il Quaternario nel gruppo del Gran Paradiso. *Bollettino del Regio Ufficio Geologico d'Italia*, LXIV (V), 1-36.
- Sandrone, R. & Borghi, A.**, 1992. Zoned garnets in the northern Dora-Maira Massif and their contribution to a reconstruction of the regional metamorphic evolution, *Eur. J. Mineral*, 4, 465-474.

- Sandrone, R., Cadoppi, P., Sacchi, R. & Vialon, P.**, 1993. The Dora-Maira Massif, in: J.F. von Raumer and F. Neubauer F. (Eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 317-325.
- Sartori, M.**, 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). *Mémoires de Géologie Lausanne*, 6, 156p.
- Schade, J., Greber, C. & Fabre, J.**, 1985. Nouvelles récoltes de plantes dans la zone houillère (Alpes françaises) au col de la Ponsonnière (Valloire) et au mont du Vallon (Méribel). *Géologie alpine*, 61, 165-172.
- Schardt, H.**, 1893. Origine des Préalpes romandes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, IV, 149-xxx.
- Schardt, H.**, 1898. Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 34, 114-219.
- Schärer, U., Cannic, S. & Lapierre, H.**, 2000. Preliminary evidence for a Hercynian age of the Versoyen complex, western Alps. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330, 325-332.
- Schertl, H.P., Schreyer, D. & Chopin, C.**, 1991. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora-Maira Massif, Western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and P-T path. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108, 1-21.
- Scheuring, B., H. Ahrendt, et al.** 1974. "Palaeobotanical and geochronological evidence for the alpine age of the metamorphism in the Sesia Zone." *Geologische Rundschau* 63: 305-326.
- Schmid, S., Zingg, A. & Handy, M.**, 1987. The kinematics of movements along the insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics*, 135, 47-66.
- Schmid, S. M. and E. Kissling**, 2000. "The arc of the western alps in the light of geophysical data on deep crustal structure." *Tectonics* 19: 62-85.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R.**, 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 93-117.
- Schreyer, W.**, 1995. Ultrdeep metamorphic rocks: the retrospective viewpoint. *Journal of Geophysical Research* 100 (B5), 8353-8366.
- Schwartz, S., Allemand, P. & Guillot, S.**, 2001. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics*, 342(1-2), 193-206.
- Simon, G., Chopin, C. & Schenk, V.**, 1997. Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41, 37-57.
- Simpson, C.**, 1982. The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, 495-516.
- Simpson, C. & Schmid, S.M.**, 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1281-1288.
- Sinclair, H.D.**, 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin* 109, 324-346.
- Smith, D. C.**, 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310, 641-644.
- Spalla, M. I., Lardeaux, J.-M., Dal Piaz, G. V., Gosso, G. & Messiga, B.**, 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics* 21, 257-285.
- Spear, F. & Kohn, M.**, 1996. Trace element zoning in garnet as monitor of crustal melting. *Geology*, 24, 1099-1102.
- Squinabol, S.**, 1913. Radiolari della strada nazionale al Monginevro. *Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia*, 43 (2-3), 281-289.
- Stampfli, G.M.**, 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae Geologicae Helvetiae* 86, 1-45.
- Steck, A. & Hunziker, J.**, 1994. The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, , , 238, 229-254.
- Steer, D. N., Knapp, J. H. & Brown, L. D.**, 1998. Super-deep reflection profiling: exploring the continental mantle lid. *Tectonophysics*, 286(1), 111-121.
- Stella, A.**, 1894. Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi occidentali (valli dell'Orco e della Soana). *Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia*, XXV, 343-371.

- Stella, A.**, 1895. Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpe Cozie). Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, XXVI, 283-313.
- Stella, A.**, 1896. Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Po (Alpi Cozie) nel 1895. Bollettino del Regio Comitato Geologico d'Italia, XXVII, 268-296 (avec quatre coupes).
- Sturani, C.**, 1961. Osservazioni preliminari sui calcescisti fossiliferi dell'alta Valgrana (Alpi cozie meridionali). Bollettino della Società Geologica Italiana, LXXX, 225-237.
- Termier, P.**, 1899. Les nappes de recouvrement du Briançonnais. Bulletin de la Société Géologique de France, XXVII, 47-84.
- Termier, P.**, 1906. La synthèse géologique des Alpes. In La gloire de la Terre, Desclée de Brouwer, Paris, 1922, p. 45-82.
- Termier, P.**, 1925. Compte-rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de Stura, en compagnie de MM Secondo Franchi, Wilfrid Kilian et Eugène Raguin. Bulletin de la Société Géologique de France, (4) XXV, 839-855.
- Thélin, P.**, 1992. Les métapelites du Mont-Mort: une fenêtre métamorphique (Nappe des Pontis, Zone du Rutor, Valais). Bulletin de Géologie Lausanne, 315, 99-116.
- Todd, C. S. & Engi, M.**, 1997. Metamorphic field gradients in the Central Alps. Journal of Metamorphic Geology, 15(4), 513-530.
- Tracy, R. J.**, 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. Characterization of Metamorphism through mineral equilibria, Reviews in mineralogy, 10, 355-397.
- Trümpy, R.**, 1988. Cent ans de tectonique de nappes dans les Alpes. La Vie des Sciences, Comptes-rendus, 5, 1-13.
- Trümpy, R. & Lemoine, M.**, 1988 ; M., Bertrand, 1847-1907: les nappes de charriage et le cycle orogénique. Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 327, 211-224.
- Trümpy, R.**, 1991. The Glarus Nappes: a controversy of a century ago. In "Controversies in modern geology" (Müller D.W., McKenzie J.A., Weissert H. eds), Academic Press, London, 385-404.
- Valasek, P. & Mueller, S.**, 1997. A 3D tectonic model of the Central Alps based on an integrated interpretation of seismic refraction and NRP20 reflection data. In: Deep structure of the Swiss Alps (eds Pfiffner, O. A., Lehner, P., Heitzmann, P., Mueller, S. & Steck, A.).
- Vearncombe, J.R.**, 1982. Tectonic significance of Triassic dolomite and calcareous in the Gran Paradiso region, Western Alps. Geological Magazine 119, 301-308.
- Vearncombe, J. R.**, 1985. The structure of the Gran Paradiso basement massif and its envelope, Western Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae 78, 49-72.
- Vialon, P.**, 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse Doctorat Etat, Univ. Grenoble, 282p.
- Vidal, O., Parra, T. & Trotet, F.**, 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1 to 25 kbar range. American Journal of Science 301, 557-592.
- Visser, R. L. M. & Compagnoni, R.**, 1984. The structure of the Gran Paradiso basement (Pennine Zone, Italian Western alps). Geol. Mij., 63, 89-92.
- von Blanckenburg, F., H. Kagami, et al.** 1998. "The origin of Alpine plutons along the Periadriatic Lineament." Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 78: 55-66.
- Von Raumer, J. F. & Schwander, H. W.**, 1985. Garnet evolution in pre-Variscan pelitic rocks from the Lake Emosson area, Aiguilles rouges Massif, Western Alps. Journal of Metamorphic Geology, 3, 467-479.
- Von Raumer, J. F. & Bussy, F.**, 2004. Mont Blanc and Aiguilles Rouges geology of their polymetamorphic basement (External Massifs, Western Alps, France-Switzerland). Mémoires de Géologie (Lausanne), 42, 203p.
- Vry, J. K., Baker, J., Maas, R., Little, T. A., Grapes, R. & Dixon, M.**, 2004. Zoned (Cretaceous and Cenozoic) garnet and the timing of high grade metamorphism, Southern Alps, New Zealand. Journal of Metamorphic Geology, 22(3), 137-157.
- Vuichard, J. P. & Ballèvre, M.**, 1988. Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic-pelitic rocks from the Sesia zone (western Alps): their bearing on phase relations in high-pressure metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 6, 135-157.

- Wain, A. L., Waters, D. J. & Austrheim, H.,** 2001. Metastability of granulites and processes of eclogitisation in the UHP region of western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5), 609-625.
- Wallis, S. R., Ishiwatari, A., Hirajima, T., Ye, K., Guo, J., Nakamura, D., Kato, T., Zhai, M., Enami, M., Cong, B. & Banno, S.,** 1997. Occurrence and field relationship of ultrahigh-pressure metagranitoid and coesite eclogite in the Su-Lu terranes, eastern China. *Journal of the Geological Society of London*, 154, 45-54.
- Warrack, M.,** 1974. The petrography and origin of de dolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieule", in the Fréjus region, French Alps. *Journal of the Geological Society of London* 130, 229-247.
- Wayte, G. J., Worden, R. H., Rubie, D. C. & Droop, G. T. R.,** 1989. A TEM study of disequilibrium plagioclase breakdown at high pressure: the role of infiltrating fluid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 426-437.
- Wei, C. & Powell, R.,** 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) with application to natural rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 301-315.
- Wei, C. & Powell, R.,** 2004. Calculated Phase Relations in High-Pressure Metapelites in the System NKFMASH (Na_2O - K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O). *Journal of Petrology* 45, 183-202.
- Wei, C. J. & Powell, R.,** 2006. Calculated phase relations in the system NCKFMASH (Na_2O - CaO - K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) for high-pressure metapelites. *Journal of Petrology*, 47(2), 385-408.
- Wei, C. J., Powell, R. & Zhang, L. F.,** 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the Na_2O - CaO - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O system. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(2), 163-179.
- Weidmann, M.,** 1971. Cargneules ou cornieules? *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64, 47-51.
- Wheeler, J.,** 1991. Structural evolution of a subducted continental sliver: the northern Dora Maira massif, Italian Alps. *Journal of the Geological Society of London* 148, 1101-1113.
- Wheeler, J. & Butler, R.W.H.,** 1993. Evidence for extension in the western Alpine orogen: the contact between the oceanic Piemonte and overlying continental Sesia units. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 457-474.
- Whitney, D. L.,** 1991. Calcium depletion halos and Fe-Mn-Mg zoning around faceted plagioclase inclusions in garnet from high-grade pelitic gneiss. *American mineralogist*, 76, 493-500.
- Williams, M.L. & Grambling, J.A.,** 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite, *Am. Mineral.* 75, 886-908.
- Winchester, S.,** 2001. The map that changed the world. Viking, London, 2001 (Trad. Française (2003): La carte qui a changé le monde. William Smith et la naissance de la géologie moderne. JC Lattès, Paris, 396p.
- Wood, B. J., Hackler, R. T. & Dobson, D. P.,** 1994. Experimental determination of Mn-Mg mixing properties in garnet, olivine and oxide. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 438-448.

